

H Klein.

Freiburg im Br: 1902

Die eklogitogenen Amphibolite im Schwarzwald

D i s s e r t a t i o n

zur

Erlangung des Doktorgrades

der

Geowissenschaftlichen Fakultät

der

Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.Br.

vorgelegt von

Hans Klein

aus Achern

1982

Dekan: Prof.Dr. **W.Manshard**

Referent: Prof.Dr. **W.Wimmenauer**

Korreferent: Prof.Dr. **J.Otto**

01. Juli 1982

Tag der Beschlußfassung der Fakultätskonferenz



Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde am Mineralogischen Institut der Universität Freiburg i.Br. in den Jahren 1979 bis 1982 angefertigt.

Meinem Doktorvater, Herrn Prof.Dr.W.Wimmenauer, danke ich sehr herzlich für die Überlassung dieses überaus interessanten Themas und auch für sein reges Interesse an der Arbeit.

Weiterer Dank gebührt allen Mitarbeitern des Mineralogischen Institutes und meinen Kommilitonen Herrn Dipl.-Min. Klaus Baatz und Herrn Dipl.-Min. Karl-Heinz Lehnert, die mit diversen Rechenprogrammen hilfreich zur Seite standen.

Herrn Dr.R.Groschopf (Geologisches Landesamt, Freiburg) möchte ich an dieser Stelle ebenfalls für zahlreiche und wertvolle Diskussionen danken.

Im Rahmen des Forschungsprogramms "Petrographie, Gliederung und Interpretation präkambrischer Gesteine in Südwestdeutschland" wurde die Arbeit durch Personal- und Sachmittel von der DFG gefördert.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545323_0005

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

	Seite
I. Einleitung	1
II. Geologische Übersicht	2
III. Die Eklogite im variskischen Gebirge von Mittel- und Westeuropa	5
IV. Vorkommen und geologische Situation	7
V. Petrographie	9
1. Makroskopische Beschreibung der eklogitogenen Amphibolite	9
2. Mikroskopische Beschreibung	9
A. Vorbemerkung	9
B. Eklogitogene Amphibolite Typ I	11
C. Eklogitogene Amphibolite Typ II	19
D. Amphibolite	24
E. Granat-Disthen-Gneise	27
VI. Umwandlungserscheinungen an Einzelmineralen ...	29
1. Granat	29
2. Klinopyroxen	35
3. Disthen	39
VII. Geochemie	46
1. Gesteinschemismus	46
2. Mineralchemismus	63
A. Granat	63
B. Klinopyroxen	66
C. Orthopyroxen	69
D. Die Entwicklung der Amphibole	72
E. Amphibolchemismus	74
VIII. Metamorphosebedingungen	80
1. Das Eklogitstadium	80
2. Das posteklogitische Stadium	84
IX. Modelle zur geotektonischen Stellung der Eklogite im Schwarzwald	93

X. Zusammenfassung	95
XI. Untersuchungsmethoden	98
Literaturverzeichnis	99

Anhang A: Modale Mineralbestände

Anhang B: Gesteinsanalysen

Anhang C: Mineralanalysen

Probenverzeichnis

I. E I N L E I T U N G

In der Zentralschwarzwälder Gneismasse ist eine beträchtliche Anzahl kleiner Metabasitkörper eingeschaltet, die schon seit Beginn der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts die Aufmerksamkeit verschiedener Geologen auf sich zogen (SCHALCH 1895, ROSENBUSCH 1903, 1907, 1923, WEIDENBACH 1929, ERDMANNSDÖRFFER 1938).

Neben Amphiboliten treten über den gesamten Bereich auch eklogitogene Gesteine auf, die sich hinsichtlich ihrer metamorphen Umwandlungerscheinungen mehr oder weniger deutlich von den Amphiboliten abgrenzen lassen. EIGENFELDMENDE (1948) leistete in ihrer umfassenden Arbeit - "Metamorphe Umwandlungerscheinungen an Metabasiten des Südschwarzwaldes" - einen wesentlichen Beitrag in mineralogisch-petrographischer Hinsicht. Aufgrund dieser Ergebnisse und den geochemischen Kriterien gelangt sie zu der Auffassung, daß ein olivinführender Gabbro oder Dolerit als Ausgangsmaterial der Eklogite zugrunde lag.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, durch petrographische und detaillierte geochemische Untersuchungen ein Gesamtbild dieser recht unterschiedlich zusammengesetzten Gesteine zu erhalten. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse sollen außerdem einen Beitrag zur Metamorphosegeschichte der umgebenden Paragneise leisten und eine Korrelation mit anderen Eklogiten aus dem mitteleuropäischen Varistikum ermöglichen.

II. G E O L O G I S C H E Ü B E R S I C H T

Das prävariskische zentrale Gneis- und Anatexitgebiet nimmt flächenmäßig den größten Bereich des Grundgebirgssockels im Schwarzwald ein. In dieses intrudierten im Devon/Karbon granitische Magmen, die heute an der Peripherie des aufgeschlossenen Gneisareals liegen. Im Norden und Osten taucht das kristalline Basement unter das triassische Deckgebirge; im Westen wird es von den Verwerfungen des Oberrheingrabens begrenzt (Abb.1).

Etwa seit dem Unteroligozän (Tertiärkonglomerate vom Schöenberg) fand im Zusammenhang mit der Rheingrabenbildung eine starke Heraushebung des Schwarzwaldes statt, die ihn in drei Blöcke unterschiedlicher Krustenniveaus zerlegte. Diese Vertikalbewegungen verursachten eine stärkste Hebung des Südschwarzwaldes, eine schwächere im mittleren Schwarzwald und wieder eine stärkere im Nordschwarzwald.

Im Hinblick auf die Strukturgeologie der zentralen Gneismasse konnten von MAASS (1981) deutliche Unterschiede festgestellt werden. Während nördlich der Linie Waldkirch - Schiltach ein SW-NO-Verlauf der Faltenachsen (variskisch) und domartige Strukturen vorherrschen, zeigt der südliche und zentrale Teil eine "schüsselartige" Ausbildung; er ist weiträumig anatektisch überprägt. Diese Unterschiede könnten möglicherweise mit einer einfachen Heraushebung des zentralen und südlichen Teils und/oder einer nach Süden gerichteten Unterschiebung des nördlichen Gneisareals erklärt werden

Nach WIMMENAUER (1980) kann die prävariskische Entwicklung des Schwarzwaldes in vier Phasen unterteilt werden:

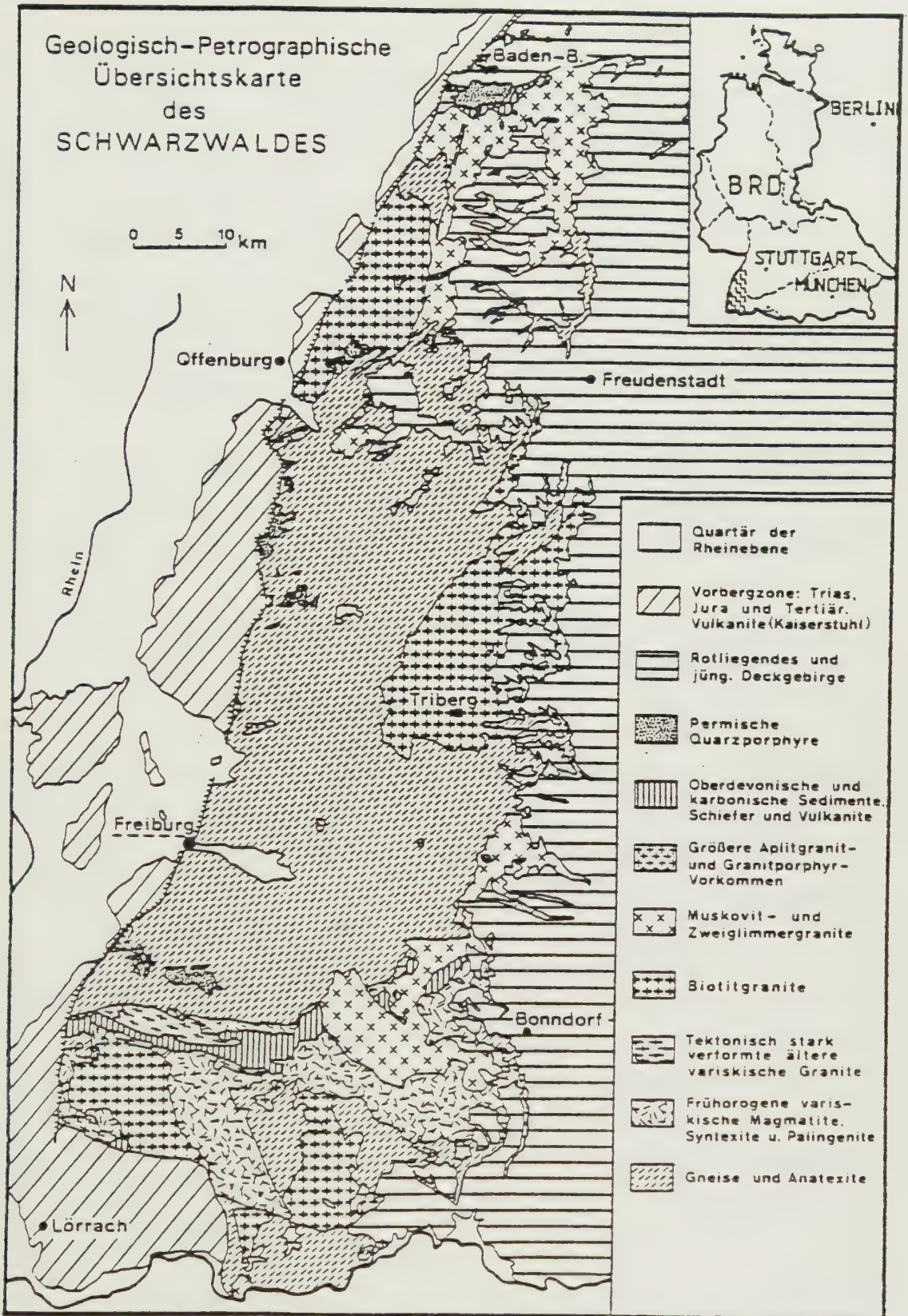


Abb. 1: Geologisch-Petrographische Übersichtskarte des Schwarzwaldes (nach SCHLEICHER 1976).

1. Ablagerung einer mächtigen Grauwacken- und Pelitserie mit gelegentlichen Einschaltungen von anderen Sedimenten und von Vulkaniten - sie liegen jetzt als Paragneise, Leptinite (saure Metavulkanite) und Metabasite vor.
2. Anatexis und Intrusion plutonischer Gesteine unterschiedlicher Zusammensetzung - sie liegen jetzt als Orthogneise vor.
3. "Vergneisung" unter mittelgradigen Metamorphosebedingungen (Amphibolitfazies). Eklogitrelikte und Gneise mit Granulittendenz in einigen Gebieten.
4. Regionale Anatexis mit verbreiteten Metatexiten und Diatexiten (etwa 470 Ma). Der Altbestand wird weitgehend überprägt.

Radiometrische Altersbestimmungen erbrachten für die Paragneise ein maximales Sedimentationsalter von 900 Ma (HOFFMANN & KÖHLER 1973), und nach Untersuchungen an Zirkondetritus sogar 2000 Ma (TODT 1978). Die Orthogneise wurden mit einem Intrusionsalter von ungefähr 525 Ma (TODT 1978) und die Anatexis auf 475 Ma (HOFFMANN & KÖHLER 1973) bzw. 480 Ma (STEIGER et al. 1973) datiert. Anhand dieser Daten hält WIMMENAUER (1980) ein präkambrisches Alter der alten Sedimente für wahrscheinlich. In diesem Sinne kommt für das Edukt der eklogitogenen Gesteine, die nur als Einlagerungen in Paragneisen und Paragneisanatexiten auftreten, ebenso ein präkambrisches oder auch frühkambrisches Alter in Betracht.

Das dominierende lithologische Element des mittleren Schwarzwaldes ist die "monotone Paragneisserie" mit Plagioklas-Quarz-Biotit-, Cordierit- und Sillimanitgneisen (WIMMENAUER 1977, 1980). Zahlreiche kleine Vorkommen

von Amphiboliten, Hornblendegneisen und retrograden Eklogiten sind darin eingelagert. Daneben werden im nördlichen Teil der zentralen Gneismasse (Rench- und Kinzigtal) fünf weitere lithologische Einheiten ausgeschieden, in denen zusätzlich Quarzite, leukokrate Gneise und Leptinite mehr oder weniger häufig auftreten. MARCKS (1977) deutet die Wechsellagerung von Amphiboliten mit Leptiniten als ehemalige Abfolge basaltischer bzw. rhyolithischer Tuffe. Eine ähnliche Gesteinsassoziation liegt am Süd- und Südoststrand der zentralen Gneisanatexitmasse (die paläozoische Zone Sulzburg - Vöhrenbach). Die Amphibolite entsprechen wohl teilweise spilitisierten Kalkalkalibasalten und Inselbogentholeiten; die hellen Gneise und Leptinite werden als saure Metavulkanite bzw. deren Tuffe gedeutet (LIM 1979).

Obwohl in den letzten Jahren eine Reihe von Untersuchungen wichtige Beiträge zur Lithologie brachten, ist eine eigentliche lithostratigraphische Einteilung und Altersgliederung der präkambrischen Sedimentserien noch nicht erreicht. Dies ist insbesondere auf die anatektische Überprägung weiter Gebiete und die dadurch nur partiell mögliche petrographische Erfassung des Ausgangsmaterials zurückzuführen.

III. DIE EKLOGITE IM VARISKISCHEN GEBIRGE VON MITTEL - UND WESTEUROPA

Eklogite sind ein relativ häufiges lithologisches Element im Grundgebirge des Varistikums (Abb.2). Im folgenden sollen insbesondere die Vorkommen der "moldanubischen Zone" (SUESS 1926) kurz charakterisiert werden; zu dieser Zone wird nach Meinung vieler Autoren auch der Schwarzwald gezählt.

Im Kristallinkomplex des Böhmischen Moldanubikums treten kleine Eklogitkörper in verschieden metamorpher Umgebung auf (DUDEK & FEDIUKOVA 1974). Sie sind überwiegend an ultrabasische Gesteine (+ granatführende Peridotite), aber auch an Granulite, Migmatite und Paragneise gebunden. Aufgrund des Granatchemismus werden sie in Pyrop-Eklogit, Pyrop-Almandin-Eklogit und Pyrop-Almandin-Grossular-Eklogit unterteilt. Die mit Ultrabasiten assoziierten Eklogite sollen Differentiationsprodukte von peridotitisch-pyrolitischem Ausgangsmaterial sein. Der grossularreiche, z. T. amphibolitfazielle Typ in Ultrabasit- wie auch in Gneisumgebung wird als Basaltäquivalent gedeutet.

Die Eklogite der Oberpfalz am westlichen Rand des Böhmischen Massivs kommen nach BUSCH (1970) nur südlich der von VOLL (1960) erkannten Luhestörung vor, die als Grenze des schwach metamorphen "Saxothuringikums" vom hochmetamorphen "Moldanubikum" angesehen wird. Eine genetische Interpretation scheint wegen der vielfältigen Umwandlungerscheinungen schwierig zu sein.

In der Münchberger Gneismasse, die einerseits als moldanubische Klippe auf dem Saxothuringikum (SUESS 1926, KOSSMAT 1927) und andererseits als regionale Aufpressung im Saxothuringikum (STETTNER 1974) angesehen wird, sind Ek-

logite zusammen mit Eklogitamphiboliten in einer Serie von "Hornblendebändergneisen" eingeschaltet (MATTHES et al. 1975). Der dunkle Eklogittyp entspricht geochemisch ozeanischen Tholeiiten, während der helle Typ zu high-alumina-Basalten oder Gabbros enge Beziehungen aufweist; Voraussetzung für solche Deutungen sind isochemische Metamorphoseprozesse.

Im Sächsischen Granulitgebirge (saxothuringische Zone) besteht eine Eklogit-Granulit-Ultrabasit-Assoziation (MATHE 1969). Einige der von dem Autor als "Pyrigarnite" bezeichneten Gesteine werden als Differentiat eines ultrabasischen Magmas interpretiert.

Aus den Vogesen sind nur zwei Vorkommen von Eklogit bekannt, von denen eines in einer Serpentinitschuppe beim "Hubel" (FLUCK 1980) und das andere in metatektischem Bändergneis (gneiss rubané) bei "Combrimont" (HAMEURT 1967) liegt. Die Gesteine zeigen nach eigenen Untersuchungen ähnliche Umwandlungerscheinungen wie jene im gegenüberliegenden Schwarzwald.

Am Rande seien noch die Eklogite des Massif Central erwähnt, die im NO-Teil an Ultrabasite und Gneise gebunden sind (LASNIER 1971, COFFRANT et al. 1973). Ausgedehnte Eklogithorizonte erstrecken sich im Zentral- und NW-Teil des Massivs (FORESTIER & LASNIER 1969), wo sie an granulitfazielle Gesteine gebunden sind. Eine Fortsetzung dieser Eklogithorizonte reicht möglicherweise bis in die Vendée, einem Teilgebiet des Armorikanischen Massivs. SCHMIDT (1976) beschreibt in einer ausführlichen Arbeit die Disthen-eklogite der Vendée, deren Edukt eher gabbroiden Gesteinen als basischen Vulkaniten entsprochen haben soll.



Abb.2: Eklogitvorkommen in den metamorphen Serien des europäischen Varistikums (aus: "la chaîne varisque d'europe moyenne et occidentale" 1977).

IV. V O R K O M M E N U N D G E O L O G I S C H E S I T U A T I O N

Im untersuchten Gebiet des mittleren Schwarzwaldes treten Amphibolite mit eklogitischen Mineral- und Gefügerelikten in unzähligen kleinen Vorkommen (einige Meter bis Zehner Meter) auf. Anstehende Vorkommen (z.B. Maisachtal, Rengental, Auf der Fehren) sind relativ selten, so daß die Probennahme überwiegend an Leseblöcken ausgeführt werden mußte.

Das Verbreitungsgebiet dieser Gesteine ist die sogenannte "monotone Paragneissserie" des mittleren Schwarzwaldes (WIMMENAUER 1980). Aus dem Gneisgebiet des Südschwarzwaldes südlich der Kulmzone sind keine Eklogitrelikte bekannt. Im Verband zu den umgebenden Paragneissen, die lokal auch anatektisch überprägt sind, treten die kleinen eklogitogenen Amphibolitkörper als tektonisch verstellte, lentikuläre Einlagerungen auf. Im Hinblick auf diese Verhältnisse und da keine eindeutigen Beziehungen zu Ultrabasiten bestehen, sind unsere "Eklogite" den "eclogites in gneisses" (COLEMAN et al. 1965) zuzuordnen. Die Verteilung der Eklogit- und abgeleiteten Metabasitkörper ist scheinbar statistisch und lässt vorerst keinerlei Beziehungen zu besonderen geologischen Strukturen erkennen. Es ist bemerkenswert, daß bei vielen der Vorkommen stoffliche Inhomogenitäten auf engstem Raum und anscheinend unregelmäßig auftreten. Daneben gibt es zonierte Gesteinskomplexe (z.B. Maisachtal), deren Kern aus eklogitogenen Gesteinen besteht und die zur Peripherie hin in gewöhnliche Amphibolite übergehen. Aus dieser Verbandssituation ist zumindest für einen Teil der im Bearbeitungsgebiet häufig vorhandenen gewöhnlichen Amphibolit eine metamorphe Weiterentwicklung aus den eklogitogenen Gliedern anzunehmen. Die Verbandsverhältnisse der gewöhnlichen Amphibolite zum Nebengestein sind oft besser

zu beobachten als die der eklogitogenen Typen und können folgendermaßen beschrieben werden:

- a. konkordante Lagen (dm-Bereich) im Paragneis (z.B. Hausach),
- b. diskordante "Gänge" (dm-Bereich) im Paragneis (z.B. Jauschbach im Harmersbachtal),
- c. Assoziation von Amphiboliten mit Quarz-Plagioklas-Kalifeldspat-Biotit-Gneisen (Leptinite) in mehrfacher Wechsellagerung (Maisachtal),
- d. isolierte Einschaltungen im Paragneis (vorherrschend).

V. P E T R O G R A P H I E

1. Makroskopische Beschreibung der eklogitogenen Amphibolite

Die Gesteine sind überwiegend massig, dicht oder fein- bis höchstens mittelkörnig ausgebildet. An wenigen Stellen (z.B. Lochrütte) ist eine geringe Schieferung und auch schwache Faltung zu erkennen, die an der Einregelung von Biotitfasern und der teilweisen Plättung von Grundgewebsanteilen erkennbar wird. Die Farbnuancen schwanken je nach dem modalen Anteil der einzelnen Mineralphasen zwischen graugrün und dunkelgrünschwarz. Bei genauerem Hinsehen kann man neben rosaroten, maximal 1-2 mm großen Granatkörnern, hellgrünen fleckenartigen Pyroxenbereichen, grobblastischen Amphibolkristallen und schwarzen Biotitschüppchen gelegentlich auch winzig kleine ovale Gebilde von hellgrauer Farbe erkennen, die sich erst u.d.M. als Disthenpseudomorphosen erweisen und dort nahezu opak erscheinen. Nur in den mobilisierten Gesteinen aus anatektischer Umgebung ist um den grobgesprossenen Granat ein dunkler Saum aus Hornblende sichtbar.

2. Mikroskopische Beschreibung

A. Vorbemerkung

Bevor auf die spezielle Charakterisierung der verschiedenen Gesteinstypen eingegangen wird, sollen einige allgemeine Hinweise zur Petrographie der eklogitogenen Metabasite gegeben werden.

Das Gefügebild ist generell durch eine massig-feinkörnige Struktur und richtungslose Textur gekennzeichnet. Deformationsprozesse führen lokal zu einer schwachen Schieferung und Auslängung der Gemengteile, so daß eine an-

gedeutete Paralleltexur entsteht.

Die weitaus häufigsten Mineralphasen sind Granat, Klinopyroxen, Amphibol und Plagioklas; untergeordnet treten Quarz, Disthen, Disthenpseudomorphosen (Korund und Spinell), Orthopyroxen, Hellglimmer, Biotit, Chlorit und Erz auf. Apatit, Rutil, Zirkon, Titanit und Epidot/Klinozoisit sind akzessorische Gesteinskomponenten. Integrationsanalysen von 37 Proben sind im Anhang A aufgeführt.

Nach mineralogischen und auch geochemischen Kriterien können die eklogitogenen Amphibolite in zwei Gruppen unterteilt werden:

Typ I: disthen- und meist quarzführende eklogitogene Amphibolite,

Typ II: disthenfreie und $\pm$ quarzführende eklogitogene Amphibolite.

In dieser Unterteilung sind die vielfältigen Umwandlungsstufen nicht berücksichtigt, sodaß gerade im Hinblick auf metamorphe und metasomatische Prozesse eine zusätzliche petrographische Gliederung der eklogitogenen Amphibolite nach dem Grad der Umwandlung sinnvoll erscheint. Diese ist wie folgt definiert:

- a. Klinopyroxen I noch erhalten, nur teilweise in Diopsid-Plagioklas-Symplektit zerfallen; Granat erhalten,
- b. viel Diopsid-Plagioklas-Symplektit vorhanden; Granat erhalten oder durch Kelyphit ersetzt,
- c. Diopsid-Plagioklas-Symplektit weitgehend von einer Hornblende-Plagioklas-Diablastik verdrängt,

Granat teilweise noch vorhanden oder durch Kelyphit ersetzt,

- d. kein Granat; kein Diopsid-Plagioklas-Symplektit; Hornblende-Plagioklas-Diablastik und Kelyphit noch erhalten,
- e. keine eklogitischen Mineral- und Gefügerelikte erhalten.

Gewöhnliche Amphibolite und gelegentlich auch Granat-Disthen-Gneise sind mit den eklogitogenen Metabasiten vergesellschaftet, bzw. ähneln ihnen im Mineralbestand und sollen deshalb am Rande der Thematik petrographisch und geochemisch mit charakterisiert werden.

B. Eklogitogene Amphibolite Typ I (Abb.3)

Als repräsentativer Vertreter dieses Typs soll das Vorkommen etwa 2 km nordöstlich von Buchenbach (Blatt Hinterzarten) genannt werden. In dem verlassenen Steinbruch, der schon 1948 bei EIGENFELD-MENDE Erwähnung findet, liegen verstreut eklogitogene Amphibolitblöcke, die bei den damaligen Aufschlußverhältnissen auch als anstehende Einschaltungen in metatektischem Paragneis zu beobachten waren. Das graugrüne Gestein ist stellenweise intensiv zerschert und von Aplitadern durchsetzt. Die Integration von zwei Proben (Tab.1) verdeutlicht, daß selbst auf engstem Raum Inhomogenitäten im Mineralbestand auftreten können. Dieser Befund gilt auch für andere Orte.

Das feinkörnige Gestein zeigt eine angedeutet schlierige Textur, die durch gröbere und z.T. geplättete Quarz- und Plagioklaskörner hervorgerufen wird.

<u>Probe</u>	<u>H/11</u>	<u>H/12</u>
Quarz	5.6	4.6
Plagioklas	10.1	12.8
Granat	9.2	3.4
Korona	11.1	7.0
Pyroxen- Plagioklas- Symplektit		37.4
Hornblende- Plagioklas- Diablastik	} 28.2	-
Orthopyroxen	2.6	3.8
Hornblende	5.2	9.0
Disthen- pseudomorphosen	10.9	11.4
Biotit	4.0	10.6
Hellglimmer	6.5	-
Erz	6.6	-
Akzessorien	Ap, Chl, Ep/Klz	Ky, Hgl, Zr, Erz

Tab.1: Integrationsanalysen von zwei eklogitogenen Amphiboliten aus dem Vorkommen bei Buchenbach.

Der unregelmäßig verteilte Granat mit einer maximalen Korngröße von 2 mm ist randlich korrodiert und von einer radialstengeligen Korona aus Hornblende und Plagioklas umgeben. Dieser Umwandlungsprozess kann soweit führen, daß nur noch winzige spindelförmige Granatkörner von einer dann relativ großen Korona umgeben sind, bis der Granat schließlich vollkommen aufgezehrt ist (Abb.4 und 5). Selten ist an manchen Granatindividuen eine ehemalige idiomorphe Ausbildung nach {110} aus der Begrenzung der Korona ersichtlich. Granat reagiert als relativ starres Mineral sehr sensibel auf tektonische Beanspruchung. Größere Körner sind oft stark zerbrochen und sogar in Einzelfragmente zerlegt, während die Korona in der Regel keine Anzeichen von Bewegung erkennen lässt. Es muß der

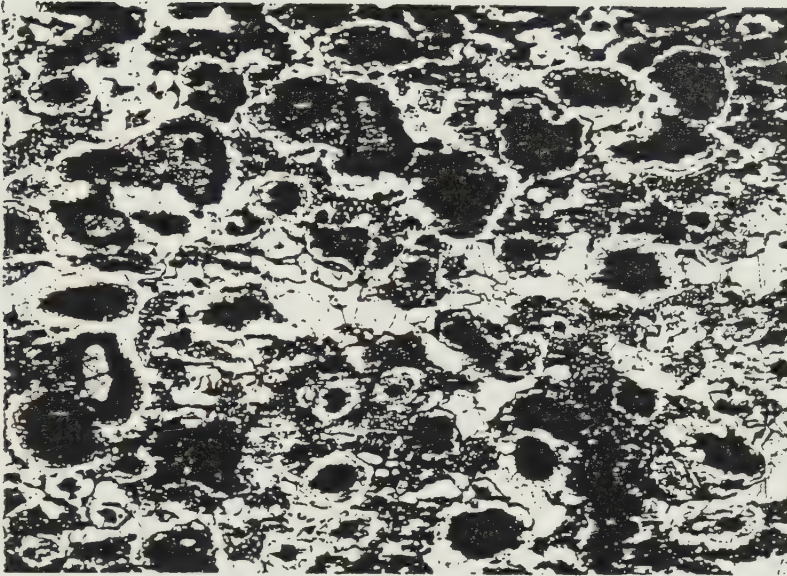


Abb.3: Übersichtsaufnahme von einem eklogitogenen Amphibolit des Typs I mit Granat (G), Disthen (D), Disthenpseudomorphosen (Ps), Quarz (Q) und Symplektit (S). Westlich Wassereck (OW/2), Vergr. etwa 6.5x.

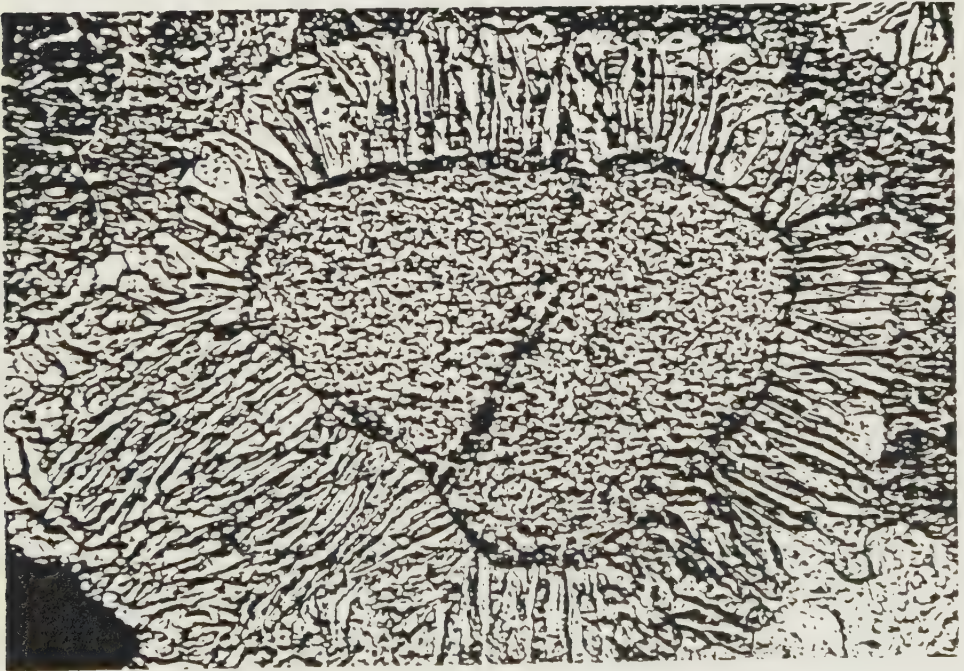


Abb.4: Granat (G), umgeben von einer radialstengeligen Korona (K) aus Hornblende und Plagioklas. Nordöstlich Wanglerhof (H/10), Vergr. etwa 480 x.

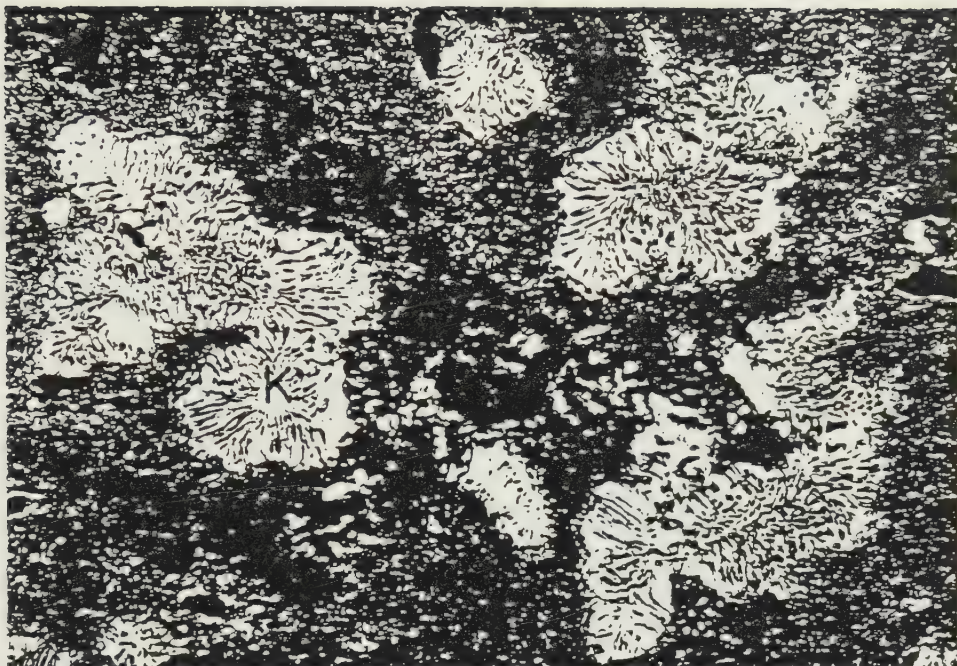


Abb.5: Vollkommener Zerfall des Granats in Kelyphit (K).
Schottenbühl (TN/4), Vergr. etwa 33 x.

Granat also postkristallin deformiert worden sein und das Wachstum der Korona unter weitgehend statischen Bedingungen erfolgt sein. Einschlüsse im Granat sind feine Rutilnadelchen und kleine Körner desselben Minerals. Wo Quarz in direktem Kontakt mit Granat auftritt, ist dieser von einer Schale aus leistenförmigem Plagioklas umgeben, auf die ein schmaler Orthopyroxensaum folgt, der unmittelbar an den Quarz grenzt (Abb.6).

Das Grundgewebe, hier mit einem modalen Anteil von etwa 37 % (Tab.1, Probe H/12) besteht aus einem kryptokristallinen Pyroxen-Plagioklas-Symplektit. Das innige Gefüge der beiden Minerale erinnert an myrmekitartige Verwachsungen; die Länge der einzelnen Pyroxenpartikel beträgt höchstens 18 μm . Größere Symplektitbereiche zeigen keine einheitliche optische Orientierung; vielmehr sind diese deutlich gefeldert und weisen daher eine fleckenartige Auslöschung auf. Kleinere Symplektitbereiche zeigen eine einheitliche Auslöschung ihres Diopsidanteils.

Die Symplektitbildung beginnt häufig an Spaltrissen des Omphazitkristalls und setzt sich von dort aus fort. In anderen Fällen wächst der Symplektit über Korngrenzen zweier Omphazitindividuen konvex in diese hinein.

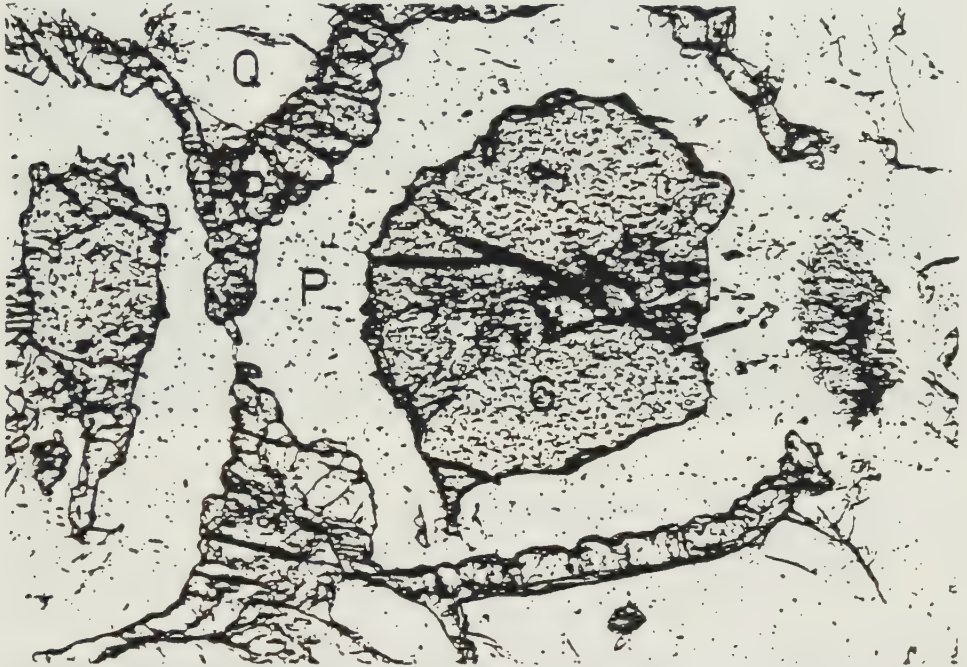


Abb.6: Orthopyroxen (Opx) und Plagioklas (P) als Reaktionsprodukte von Granat (G) mit Quarz (Q). Pfaffendobel (H/15), Vergr. etwa 72 x.

Ein weiterer Gemengteil sind die für diesen Gesteinstypus außerordentlich charakteristischen "dunklen Nester", die erstmals von EIGENFELD-MENDE (1948) näher untersucht wurden. Diese rundlich-ovalen Gebilde (lange Achse bis etwa 1.8 mm) bestehen aus einem extrem feinfilzigen, fili-granen Mineralgemenge, das selbst mikroskopisch oft nicht mehr auflösbar ist. Manchmal durchzieht die Nester eine haarfeine "Mittelnahrt", die EIGENFELD-MENDE als Disthen-"Seele" beschreibt (Abb.7). Der Disthen selbst, mit ausgezeichneter Spaltbarkeit nach (100) und (010), ist manchmal als gepanzertes Relikt innerhalb der Nester noch erhalten (Abb.8), so daß diese als retrogrades Umwandlungsprodukt von Disthen gedeutet werden können. Im einzelnen

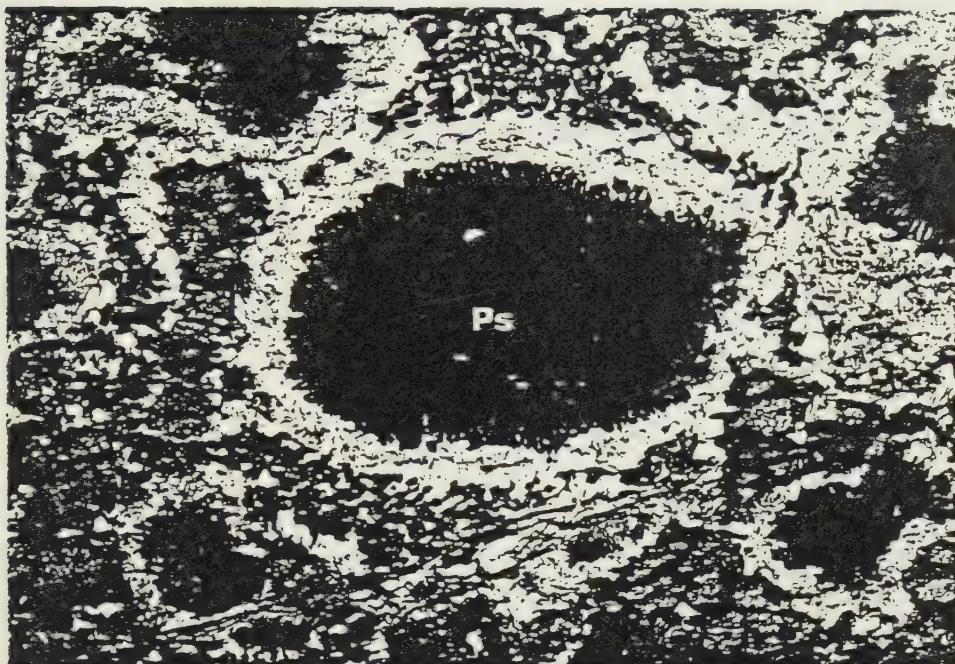


Abb.7: Pseudomorphose von Disthen nach einem fast submikroskopischen Mineralgemenge aus Korund und Spinell (Ps). Im Zentrum ist noch eine haarfeine "Mittelnahrt" (? Disthen) zu erkennen. Westlich Wassereck (OW/2), Vergr. etwa 33 x.

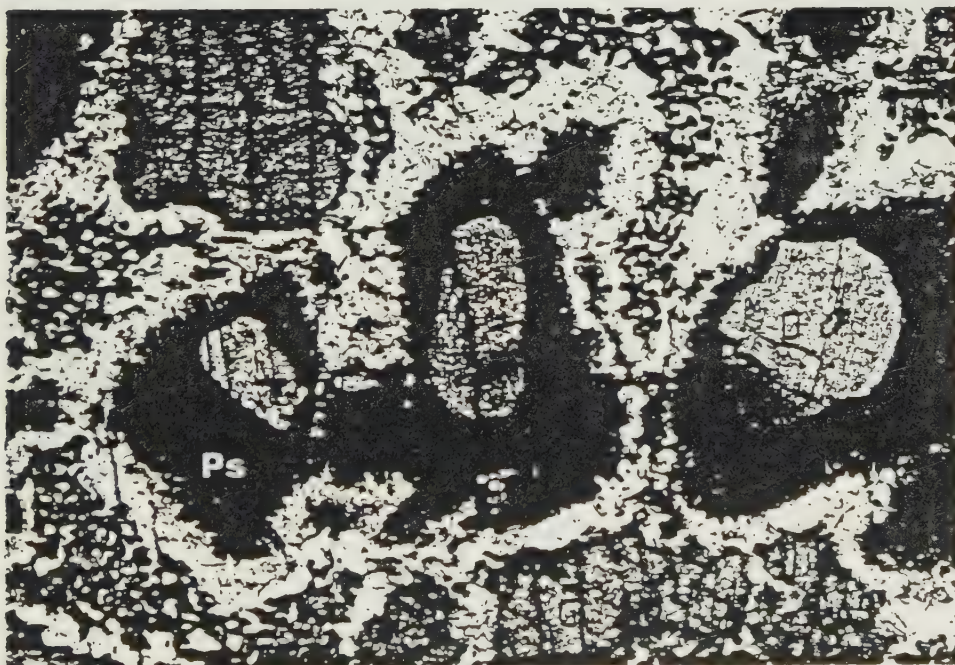


Abb.8: Disthenrelikte (D), umgeben von dunklen Pseudomorphosen (Ps). Daneben tritt stark korrodierter Granat (G) auf. Westlich Wassereck (OW/2), Vergr. etwa 33 x.

sind folgende Umwandlungsstufen zu beobachten:

- a. beginnende Umwandlung von Disthen in ein nahezu submikroskopisches Mineralgemenge ("dunkle Nester").
- b. fortgeschrittene Umwandlung in Nester mit radial angeordneten, schlauch- oder keulenförmigen Spinell- und seltener auch Erzkörnern; dazwischen kann Korund auftreten,
- c. mehr oder weniger vollkommene Umwandlung dieser Minerale in Muskovitaggregate, die als feinschuppiger Kern von einem Plagioklasrand umgeben sind (Abb.9).



Abb.9: Vollkommene Umwandlung der in den Abb.7 und 8 gezeigten "dunklen Nester" in feinschuppige Muskovitaggregate (M), die von einer schmalen Plagioklasschale (P) umsäumt werden. Spirzen-dobel (H/13), Vergr. etwa 33 x.

Quarz tritt in diesem Gestein mit knapp 5 Vol.% nur untergeordnet auf (Tab.1, H/12, Seite 12). Die Körner sind buchtig-lappig verzahnt und bilden Anhäufungen in Form von Nestern oder langgestreckter Schlieren. Häufig ist der Quarz infolge später mechanischer Beanspruchung von Rissen durchzogen und undulös auslöschend. Der Auffassung von EIGENFELD-MENDE (1948), daß der Quarzgehalt auf eine späte "Durchblutung" des Gesteins mit SiO_2 -haltigen Lösungen zurückzuführen sei, kann nur in solchen Fällen zugestimmt werden, wo auch im Dünnschliffbereich eine feine Durchdringung von Quarzäderchen auf Klüften erkennbar ist. Sonst ist nach dem mikroskopischen Befund eher zu vermuten, daß der Quarz im wesentlichen zur primären Paragenese des Eklogits gehört.

Der Biotit ist eindeutig ein Mineral des posteklogitischen Stadiums. Als spätkinematische Bildung konzentriert er sich vorwiegend um Erzkörner; daneben findet man ihn als randliche Verdrängung von Amphibol in den Symplektitbereichen.

In weiter umgewandelten Gesteinen ist der Pyroxen des Symplektits vollständig abgebaut; dabei bleibt die Struktur weitgehend erhalten. Hornblende und Plagioklas sind nun die Hauptbestandteile dieser schon von früheren Bearbeitern (ROSENBUSCH 1923, WEIDENBACH 1929, EIGENFELD-MENDE 1948) als Diablastik bezeichneten Verwachsungsform.

Akzessorien sind Erz, Zirkon und Hellglimmer, der ausschließlich an die Disthenpseudomorphosen gebunden ist.

C. Eklogitogene Amphibolite Typ II (Abb.10)

Ein repräsentativer Vertreter dieses Typs ist das Vorkommen im Maisachtal (Blatt Oppenau) etwa 2 km östlich von Oppenau im nördlichen Schwarzwald. Der in seiner Ausbreitung nur wenige Zehner Meter umfassende Gesteinskomplex besteht in seinem Kernbereich aus einem granatreichen eklogitogenen Gestein, auf das nach außen ein gewöhnlicher Amphibolit und im Randbereich eine Amphibolit-Leptinit-Wechselagerung folgen. Die strukturellen und textuellen Merkmale des Gesteins vom Kernbereich stimmen weitgehend mit denen von Typ I überein.

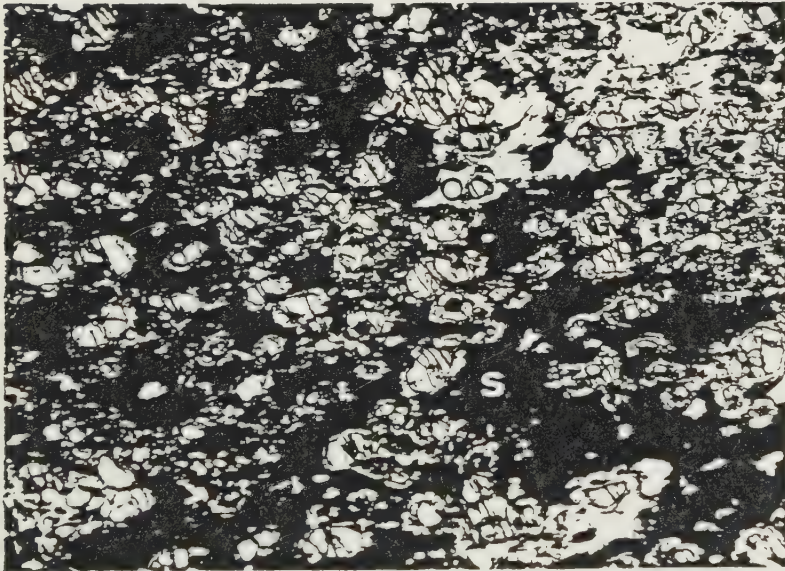


Abb.10: Übersichtsaufnahme von einem eklogitogenen Amphibolit des Typs II. Hauptgemengteile sind Granat (G), Symplektit (S) und Quarz (Q). Eckle (Fe/22), Vergr. etwa 6.5 x.

Die Grundmasse wird aus einem feinkörnigen Pyroxen-Plagioklas-Symplektit (etwa 25 Vol.%) gebildet; auch hier sind größere Partien in sich zerfeldert und deuten auf Korngrenzen des ehemaligen primären Klinopyroxens hin. Innerhalb des Symplektits liegen buchtig begrenzte Quarzkörner mit einem bis zu 200 µm breiten Diopsid- und/oder gelegentlich auch Orthopyroxensaum, der den Quarz allseitig umschließt.

Der Granat (7.1 Vol.%) hat eine durchschnittliche Korngröße von 1.4 mm, ist hypidiomorph ausgebildet und wegen mechanischer Beanspruchung ausnahmslos von Rissen durchzogen. Quarz und Klinopyroxen¹⁾ sind die einzigen Einschlußphasen im Granat (Abb.11). Die nur schwach entwickelte Korona ist überwiegend aus radial angeordnetem Plagioklas mit tafeligem Habitus aufgebaut; der Amphibol hat sich in körnigen Aggregaten um den Granat angeordnet (Abb.12).

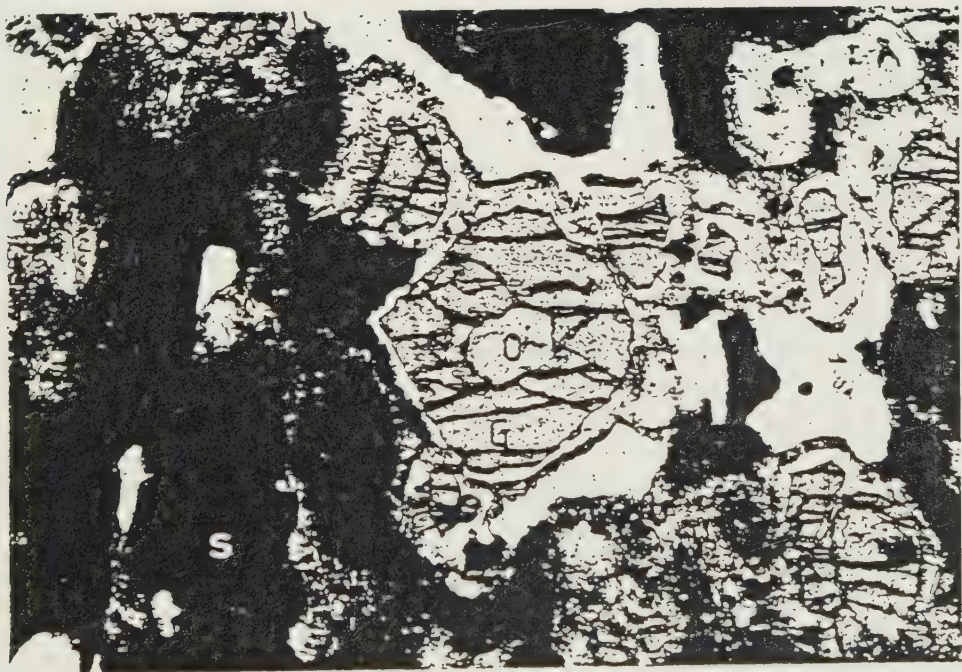


Abb.11: Omphaziteinschluß (O) im Granat (G). Die dunklen Bereiche bestehen aus einem extrem feinkörnigen Symplektit (S). Eckle (Fe/22), Vergr. etwa 33 x.

¹⁾ Mikrosondenanalysen ergaben einen omphazitischen Pyroxen.



Abb.12: Granat (G), umgeben von Plagioklas (P) und randlich angelagerter Hornblende (H) innerhalb eines feinkörnigen Symplektits (S). Maisachtal (O/3), Vergr. etwa 148 x.

Der Amphibol außerhalb der Granatkorona verdrängt in verschiedenem Grade den Symplektit. Oft ist er mit Ilmenit assoziiert und zeigt dann eine deutliche Braunfärbung, auf deren Ursache im Kapitel "Amphibolchemismus" eingegangen wird.

Blaßgrüner Diopsid und Orthopyroxen bilden, wie schon erwähnt, Säume um korrodierte Quarzkörner. Liegen die Quarzkörner im Symplektit, ist nachstehende Abfolge zu beobachten: Quarz → Orthopyroxen → Diopsid → Symplektit. Andererseits ist ohne Symplektitbeteiligung die Abfolge Quarz → Orthopyroxen → Plagioklas → reliktscher Granat ausgebildet. In sehr seltenen Fällen kann Orthopyroxen sogar Bestandteil des Symplektits und der Hornblende-Plagioklas-Korona sein,

wobei sein stärkeres Relief, gerade Auslöschung und charakteristische Risse ihn deutlich vom Diopsid unterscheiden. BUSCH (1970) und LEYRELOUP et al. (1975) beschreiben von umgewandelten Eklogiten bzw. Pyrigarniten entsprechend ähnliche Orthopyroxenneubildungen. Zerfallsprodukt des Orthopyroxens ist ein feinfilziges Mineral (? cummingtonitischer Amphibol).

In Quarz-Plagioklas-Mobilisaten tritt zusätzlich Biotit auf, dessen Bildung wohl auf eine spätere Metasomatose zurückzuführen ist.

An Akzessorien treten Ilmenit, Zirkon und Apatit auf. Der Apatit ist meist farblos; manchmal besitzt er jedoch äußerst feine stäbchenförmige Einlagerungen, deren Pleochroismus von hellbraun nach dunkelgrau wechselt.

Als klassischer Fundpunkt eklogitogener Gesteine soll das Vorkommen am Silberberg bei Hinterzarten (spezielle Variante von Typ II) nochmals erwähnt werden. Schon bei ROSENBUSCH (1923), ERDMANNSDÖRFFER (1938, 1940), und zuletzt EIGENFELDMENDE (1948) wird dieser Lokalität große Aufmerksamkeit gewidmet und das Gestein wegen seiner eigenartigen Atollgranate als "Typus Silberberg" hervorgehoben. Heute findet man etwa 250 m SE des Mathislesweiheres noch drei isolierte, wohl anstehende Klippen eines granatreichen Gesteins vor.

Die Struktur ist im allgemeinen granoblastisch mit Tendenzen zu einer schlierigen, leicht geschiefert Textur. Der Granat bildet mit 55 Vol.% den Hauptgemengteil vor Hornblende (32 Vol.%) und Klinopyroxen (8 Vol.%). Akzessorisch treten Apatit, Erz und zu 2.1 Vol.% Rutil auf.

Der subidiomorph ausgebildete Granat ist in seinem Kernbereich blassrosa gefärbt und wird zum Rand hin nahezu farblos.

Derartige, auf stofflichen Inhomogenitäten beruhende Erscheinungen sind nur von diesem Vorkommen bekannt. Die Einzelkörner sind oft zu Aggregaten verwachsen, deren Intergranularraum von Amphibol und Klinopyroxen eingenommen wird. Da beide Minerale, Pyroxen und Amphibol, farblos sind und selten Spaltrisse zeigen, ist es äußerst schwierig, jedes einzelne Korn zu identifizieren. Offensichtlich gibt es Bereiche, in denen Pyroxen und Amphibol koexistieren und daneben solche, wo der Pyroxen in Hornblende umgewandelt ist. Diese Art der Umwandlung wäre jedoch atypisch für die eklogitogenen Gesteine des Schwarzwaldes, wo sonst der Pyroxenabbau zu Amphibol über ein Symplektitzwischenstadium abläuft. In Anlehnung an frühere Bearbeiter soll die Bezeichnung "Hornblende-Eklogit" vom "Typus Silberberg" beibehalten werden.

Fasst man die petrographischen Erkenntnisse zusammen, so können danach zwei reliktsche Eklogitvarianten, eine disthenführende und eine disthenfreie, unterschieden werden. Die modalen Mineralbestände dieser beiden strukturell und texturell sonst ähnlichen Typen variieren, abgesehen vom Disthengehalt, unter gegenseitiger Überschneidung innerhalb weiter Grenzen (Anhang A).

Ausgehend von der ursprünglichen Eklogitparagenese Granat + Klinopyroxen ± Quarz ± Disthen ± Rutil wurden die Gesteine bei retrograden Metamorphosebedingungen über mehrere Zwischenstufen bis hin zu gewöhnlichen Amphiboliten abgebaut, die keine eklogitischen Mineral- und Gefügerelikte mehr aufweisen.

D. Amphibolite

Auf die Verbandsverhältnisse der Amphibolite zum Nebengestein wurde schon im Kapitel IV hingewiesen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit soll auf eine Spezifizierung dieser variantenreichen Gesteinsgruppe nur allgemein eingegangen und ein zusammenfassender petrographischer Überblick gegeben werden. Nach der Mineralführung können folgende Typen unterschieden werden:

1. Amphibolite i.e.S.
2. Biotit-Amphibolite
3. Pyroxen-Amphibolite
4. Granat-Amphibolite

Neben massig-feinkörnig ausgebildeten Amphiboliten treten viel häufiger solche mit einer deutlichen Schieferung auf (Abb.13). Das Gefüge ist durch einen granoblastischen bis nematoblastischen Kornverband bei richtungslosen bis deutlich gerichteten Texturen charakterisiert.

Die langprismatische Hornblende ist meist gut eingeregelt und neben Plagioklas die häufigste Gesteinskomponente. Ihre pleochroitischen Farben wechseln von blaßgrün bis kräftig olivgrün. An Einschlußphasen findet sich ab und zu Apatit und Plagioklas.

Der Plagioklas neigt in der Regel zur Ausbildung von isometrischen, subidiomorphen Körnern, die oft serizitisiert und in diaphoretischen Bereichen auch kalzitisiert sind. In dem mit eklogitogenen Gesteinen assoziierten titanitreichen Amphibolit vom Maisachtal (Probe 0/5) besitzt der frische Plagioklas einen An-Gehalt von 28 Mol.% (Oligoklas). Von anderen Amphibolitvorkommen im Rengtal beschreibt MARCKS (1977) Plagioklase mit An 27-40.

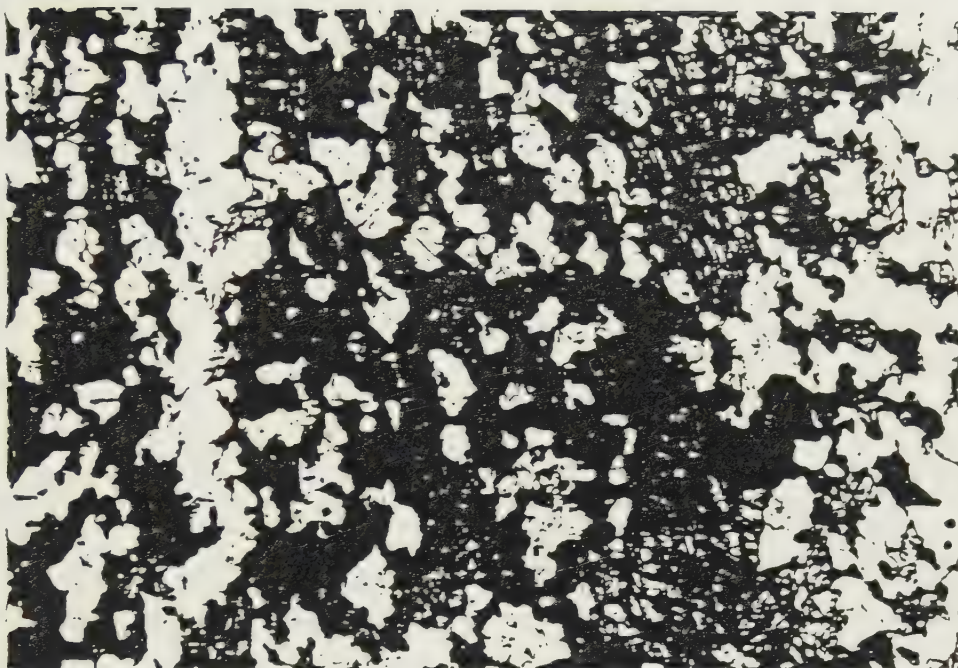


Abb.13: Übersichtsaufnahme eines gewöhnlichen Amphibolits ($\pm$ granatführend) mit deutlicher Schieferung. Wilde Rench (O/10), Vergr. etwa 13 x.

Der Granat ist mit bis zu 10 Vol.% ein Nebenbestandteil einiger Amphibolite (z.B. Wilde Rench, Unterrengebach). Winzige Rutilnadelchen und gelegentlich Plagioklas- und Erzkörner werden von ihm eingeschlossen. Seine unregelmäßig begrenzten Ränder und verstreut liegende Kornfragmente weisen auf eine postkristalline Deformation hin. In keinem Fall ist eine retrograde Umwandlung des Granats unter Ausbildung einer Korona zu beobachten.

Der farblose diopsidische Pyroxen bildet, zusammen mit Plagioklas, geringmächtige "kalksilikatische" Lagen in Amphiboliten und an deren Kontakt zu Leptiniten (Maisachtal, Probe O/4). An anderen Stellen (z.B. Wilde Gutach) tritt der Pyroxen in nesterförmigen Aggregaten auf, innerhalb derer er xenomorph ausgebildet ist und geringfügige Kataklyse zeigt. Wenn auch dieses Mineral an Korngrenzen etwas uralitisiert ist, bilden Plagio-

klas, Amphibol und Diopsid doch oft eine stabile Mineralparagenese.

Biotit ist in einigen Amphiboliten ein bedeutender Gemengteil. Mit Hornblende ist er oft innig verwachsen und verdrängt auch diese, den Spaltrissen folgend. Die gewöhnlich tief rotbraune Farbe ist wahrscheinlich auf erhöhte Ti-Gehalte zurückzuführen. Nicht selten kann der Biotit infolge retrograder Umwandlung durch Chlorit ersetzt werden.

Der Quarz ist nur ein untergeordneter Bestandteil einiger Amphibolite; er kommt einerseits in Form von leicht buchtigen, isometrischen Körnern oder als in der Schieferung liegende, langgezogene Linsen vor.

Titanit ist ein geradezu charakteristisches und häufiges Mineral vieler Amphibolite. Mit körniger, seltener rautenförmig-idiomorpher Ausbildung und gelegentlicher Verzwillingung, zeigt er eine gute Einregelung in das Gefüge. Manchmal sind auch kleine Titanitkörner schnurartig aneinander gereiht.

Apatit, rundlich-xenomorpher Zirkon, Erz und Epidot/Klinozoisit bilden die Akzessorien.

E. Granat-Disthen-Gneise

Am Eichkopf, etwa 6 km südöstlich von Freiburg, sind in drei kleinen Vorkommen Granat-Disthen-Gneise aufgeschlossen, die als Lagen von 20-30 cm Mächtigkeit innerhalb einer mehrfachen Wechsellagerung von hellen Gneisen und Paragneisen auftreten.

Makroskopisch kennzeichnet sie ein ausgeprägtes Lagengefüge, das sie von den sonst ähnlichen eklogitogenen Gesteinen deutlich abgrenzt. Der Lagenbau beruht auf einem Wechsel von hellen, quarzreichen Bändern und solchen mit mehr mafischen Gemengteilen (Abb.14).



Abb.14: Übersichtsaufnahme von einem Granat-Disthen-Gneis mit deutlich ausgeprägtem Lagengefüge. Hauptbestandteile sind Quarz (Q), Disthenpseudomorphosen und Hornblende-Plagioklas-Diablastik (D). Eichkopf (FSO/3), Vergr. etwa 13 x.

Neben reichlich vorhandenem Quarz überwiegt das feinkörnige diablastische Grundgewebe aus grüner Hornblende und Plagioklas (An 22). Größere Bereiche sind in sich gefeldert und weisen auf ehemaligen Pyroxen hin.

Daneben treten Disthenpseudomorphosen als ovale, ausge-längte Nester auf; häufig ist die Umwandlung so weit fortgeschritten, daß sie nur noch aus Muskovitspreu be-stehen. Mitunter sind in deren Kern noch körnige oder stengelige Korundaggregate erhalten. Die Beteiligung ei-ner Spinellphase in den Nestern ist mikroskopisch nicht mehr nachweisbar.

Der Biotit ist ein weiterer Hauptbestandteil, der aber erst während einer späteren Bildungsphase auf Kosten der Diablastik und der Muskovitnester sprosst.

Um den intensiv korrodierten, lediglich als Relikt vorhan-denen Granat ist eine Plagioklaskorona ausgebildet, auf die im Kontakt zu Quarz ein schmaler Saum eines schwach pleochroitischen gelbgrünen Minerals folgt. Aus der Mikro-sondenanalyse (Tab.2) kann geschlossen werden, daß es sich um ein submikroskopisches Gemenge, vermutlich aus Amphi-bol und Chlorit handelt (? ehemaliger Orthopyroxen).

Akzessorien sind Apatit, Chlorit, Zirkon und Erz.

SiO ₂	31.7	Tab.2: Mischanalyse von ei-nem submikroskopi-schen Mineralgemenge (Probe FS0/3).
Al ₂ O ₃	13.9	
TiO ₂	0.4	
MgO	16.4	
FeO*	26.4	
MnO	0.3	
CaO	0.6	
Na ₂ O	0.2	
K ₂ O	0.1	
Σ (vorgegeben)	90.0	

VI. U M W A N D L U N G S E R S C H E I N U N G E N A N E I N Z E L M I N E R A L E N

1. Granat

Der Granaterfall unter Ausbildung einer divergentstrahligen oder schalenförmigen Korona wird hier als Verdrängungsakt interpretiert. Im Gegensatz zu manchen Ultrabazitgranaten, deren Kelyphit sich nicht auf Kosten des Granats gebildet hat, lassen die korrodierten Granate unserer Gesteine einen Substanzverlust bis zum völligen Verschwinden erkennen. Prinzipiell kommen zwei Koronentypen zur Ausbildung, die offensichtlich nicht über die Korngrenzen des ursprünglichen Granats anwachsen.

- a. Ist Granat von Symplektit umgeben, so entwickelt sich eine radialstengelige Korona aus Hornblende und Plagioklas (Abb.15),
- b. ist Granat von Quarz umgeben, so entwickelt sich eine innere Schale aus Plagioklas und ein äußerer Saum aus Orthopyroxen (Abb.16).



Abb.15: Zerfall des Granats (G) unter Ausbildung einer Hornblende-Plagioklas-Korona (K) in symplektitischer Umgebung (S).

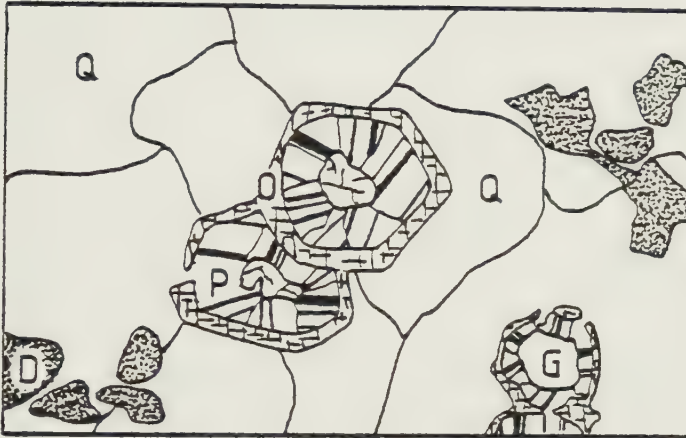


Abb.16: Im Kontakt zu Quarz (Q) zerfällt der Granat (G) in Orthopyroxen (O) und Plagioklas (P). D = Disthenpseudomorphosen.

Die von anderen Autoren (z.B. LEYRELOUP et al. 1975) beschriebene Bildung von Spinell und Plagioklas zwischen Granat und Disthen ist hier nicht zu beobachten. Um die stofflichen Verhältnisse und mögliche Elementverschiebungen bei den Koronenbildungen zu klären, wurden Mikrosondenanalysen der beteiligten Mineralphasen herangezogen, deren Chemismus an anderer Stelle noch näher diskutiert wird. Die Reaktion für den ersten Koronatyp kann vereinfacht durch die Gleichung



dargestellt werden.

Nach dem optischen Befund wird aus einem Volumenteil Granat schätzungsweise 1/3 bis 1/2 Volumenteil Amphibol und 1/2 bis 2/3 Volumenteil Plagioklas gebildet. Berücksichtigt man diese Verhältnisse (Tab.3), so ergeben sich für die Elemente Mg und Al annähernd stöchiometrische Werte; d.h., daß die Granatsubstanz äquivalente Mengen an Mg und

Tab.3: Molare Zusammensetzung von Granaten und den Abbau-
produkten Hornblende und Plagioklas. Elementver-
schiebungen zwischen Granat und Korona sind in der
rechten Spalte (Bilanz) in Abhängigkeit eines vor-
gegebenen Amphibol-Plagioklas-Anteils aufgeführt.

<u>Probe Fe/22</u>	Granat	Hbl.	Plag.	Verhältnis Amph : Plag 1/2 : 1/2	Bilanz
Ca	0.40	1.83	0.72	1.28	Zufuhr
Mg	1.54	3.31	-	1.65	±
Fe ²⁺	1.04	1.01	-	0.50	Wegfuhr
Fe ³⁺	0.03	-	-	-	?
Al	1.97	2.87	1.77	2.32	Zufuhr
Si	2.99	6.26	2.24	4.25	Zufuhr
Na	-	-	0.28	0.14	Zufuhr
K	-	0.04	-	0.02	±
Ti	0.01	-	-	-	±
Mn	0.02	-	-	-	±

<u>Probe H/12</u>	Granat	Hbl.	Plag.	Verhältnis Amph : Plag 1/3 : 2/3	Bilanz
Ca	0.87	1.78	0.76	1.10	Zufuhr
Mg	0.86	2.73	-	0.91	±
Fe ²⁺	1.22	1.71	-	0.57	Wegfuhr
Fe ³⁺	0.07	-	-	-	?
Al	2.00	2.43	1.78	2.00	±
Si	2.95	6.31	2.22	3.58	Zufuhr
Na	-	0.77	0.27	0.44	Zufuhr
K	-	0.12	-	0.04	±
Ti	0.01	0.02	-	0.01	±
Mn	0.07	-	-	0.01	±

<u>Probe TN/33</u>	Granat	Hbl.	Plag	Verhältnis Amph : Plag 1/3 : 2/3	Bilanz
Ca	1.00	1.86	0.67	1.07	±
Mg	0.80	2.63	-	0.88	±
Fe ²⁺	1.18	1.85	-	0.62	Wegfuhr
Fe ³⁺	0.04	-	-	-	?
Al	2.00	2.32	1.71	1.91	±
Si	2.98	6.33	2.29	3.64	Zufuhr
Na	-	0.66	0.33	0.44	Zufuhr
K	-	0.17	-	0.06	±
Ti	-	0.05	-	0.02	±
Mn	0.01	-	-	-	±

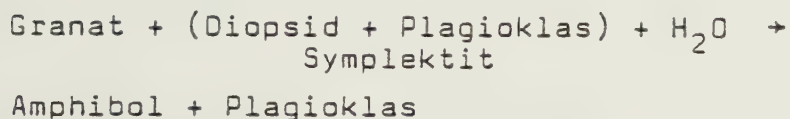
Al für den Amphibol und Plagioklas zur Verfügung stellen kann. Demgegenüber ist bei allen drei Proben eine wesentliche Zufuhr von Si, den Alkalien und wahrscheinlich auch Ca anzunehmen. Der Eisenüberschuß und dessen Verbleib im System ist nur dort zu rekonstruieren, wo dieses Element in kleinen Magnetitkörnern, die gelegentlich die Korona umsäumen, kompensiert wird (Abb.17). In Bezug auf den Oxidationsgrad können wegen der großen Unsicherheit bei der theoretischen $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ - Berechnung für Amphibole keine Aussagen gemacht werden. Ti und Mn sind quantitativ gering und können deshalb vernachlässigt werden.



Abb.17: Ausbildung eines Saumes feiner Magnetitkörner (M) beim Zerfall des Granats (G). Kapellenhof (W/6), Vergr. etwa 148 x.

Aus den vorliegenden Daten folgt, daß die Bildung der Kelyphite (Amphibol + Plagioklas) nicht nur unter isochemischen Prozessen abgelaufen ist. Bei angenommener Volumenkonstanz (der Kelyphit beginnt an den ursprünglichen Korngrenzen des Granats) ist auch der beträchtliche Dichteunterschied

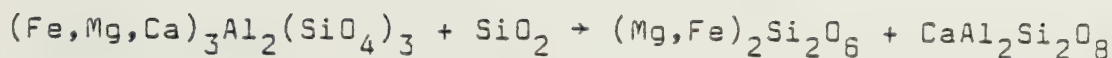
von Granat und Kelyphit ein Anzeichen für allochemische Reaktionen. Mit der Gleichung



bietet sich ein einfaches und naheliegendes Modell an, innerhalb derer eine Teilreaktion des Granats mit Plagioklas die benötigten Elemente zur Verfügung stellen könnte. Mit diesen Überlegungen soll auf autometasomatische Stoffbewegungen hingewiesen werden.

Im Kapitel "Amphibolchemismus" wird gezeigt, daß die Koronahornblenden pargasitischen bis eisenpargasitischen Amphibolen entsprechen. In Abhängigkeit vom Granatchemismus besitzen die Amphibole ein variierendes Fe/Mg-Verhältnis, während Ca, selbst bei grossulararmen Granaten, in den Hornblenden konstante Werte aufweist. Der Einbau von Alkalien in das Amphibolgitter steht offensichtlich im Zusammenhang mit dem Abbaugrad des Gesteins und einer dementsprechend ausgeprägten Koronabildung. In der Tab.3 ist dies deutlich am Beispiel der reliktschen Probe Fe/22 (niedrige Alkaligehalte) und den vergleichsweise stärker umgewandelten Gesteinen H/12 und TN/33 (relativ hohe Alkaligehalte) zu erkennen. Der am Aufbau der Korona beteiligte Plagioklas ist ein Labradorit bis Bytownit mit einem Mittelwert von An 72 ± 7 aus sechs Proben.

Im zweiten Koronatyp ist noch gut die ehemalige Begrenzung des Granats durch das Rhombendodekaeder {110} ausgebildet. Ein schmaler Orthopyroxensaum (ca. 57 μm) zeichnet diese Grenzen nach (Abb.16, S.30). Aufgrund des mikroskopischen Befundes ist die allgemeine stöchiometrische Reaktionsgleichung folgendermaßen zu formulieren :



Granat

Quarz

Orthopyroxen

Anorthit

Wie jedoch aus der Tab.4 zu ersehen ist, kann mit dem vorgegebenen Verhältnis die Ca-, Fe- und Al-Komponente des Granats nicht vollständig in den Abbauprodukten Plagioklas und Orthopyroxen untergebracht werden. Andererseits besteht sowohl ein Si- als auch ein Na-Defizit, wobei zumindest das Na aus anderen als an der Reaktion unmittelbar beteiligten Mineralen zugeführt werden muß. Mg wird vollständig in den Orthopyroxen eingebaut und zeigt wie bei dem zuvor besprochenen Koronatyp ein immobiles Verhalten. Über eine fluide Phase im Sinne von autometasomatischen Prozessen ist vielleicht eine Zufuhr der Elemente Na und Si (? aus dem Symplektit) denkbar; fraglich bleibt hingegen der Verbleib von weggeführtem Ca, Fe und Al.

Tab.4: Molare Zusammensetzung von Granat, Quarz und den Abbauprodukten Orthopyroxen und Plagioklas. Elementverschiebungen sind in der rechten Spalte (Bilanz) angegeben.

<u>Probe H/15</u>	Granat	Quarz	Opx	Plag	Verhältnis Opx : Plag 1 : 1	Bilanz
Ca	0.66	-	0.01	0.56	0.57	Wegfuhr
Mg	1.16	-	1.11	-	1.11	±
Fe	1.15	-	0.86	-	0.86	Wegfuhr
Fe	0.07	-	0.02	-	0.02	±
Al	1.98	-	-	1.60	1.60	Wegfuhr
Si	2.97	1.00	1.97	2.40	4.37	Zufuhr
Na	-	-	-	0.45	0.45	Zufuhr

2. Klinopyroxen

Der Zerfall des primären omphazitischen Klinopyroxens in ein feinkörniges Mineralgemenge aus Diopsid und Plagioklas kennzeichnet das initiale Stadium der Eklogitumwandlung, in dem Granat und Disthen in der Regel noch stabile Mineralphasen sind. In drei disthenfreien Gesteinen (Probe St.P./11 vom Hulochhof, Probe TN/3 vom Schottenbühl, Probe TN/11 vom Rengental) ist jedoch trotz merklich umgewandeltem Granat noch primärer Klinopyroxen mit beginnenden Zerfallerscheinungen erhalten geblieben. (Abb.18). Möglicherweise trugen unterschiedliche Milieubedingungen oder ein besonderer Stoffbestand (weniger Jadeitkomponente als in den Einschlußpyroxenen, s. Kapitel Klinopyroxenchemismus) zum teilweisen Erhalt dieser Klinopyroxene bei.

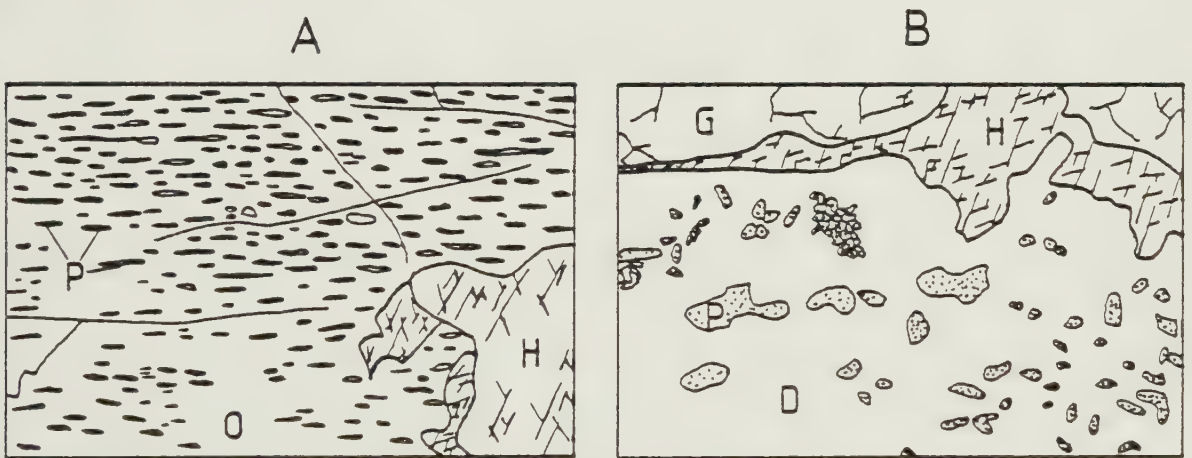
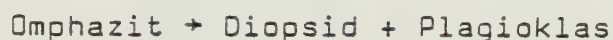


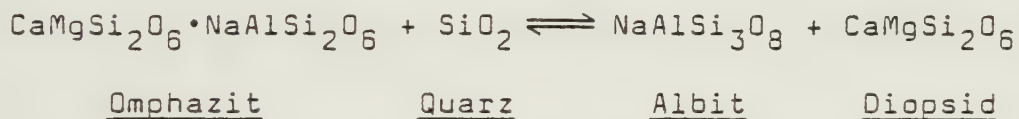
Abb.18 : Zerfall des primären omphazitischen Klinopyroxens.
A - Anfangsstadium, in dem der Omphazit (O) noch erhalten ist und winzige Plagioklasstäbchen (P) orientiert "eingelagert" sind. H = Hornblende.
B - Fortgeschrittenes Stadium mit größeren, regellosen Plagioklaskörnern (P) und einem mehr diopsidbetonten Pyroxen (D). G = Granat, H = Hornblende.

Die Symplektitbildung beginnt meist am Rand des Pyroxenkorns und setzt sich in konvexen Fächern bis zu dessen Kern fort. Einzelminerale dieser dichten Gebilde liegen anfangs noch im submikroskopischen Bereich und lassen erst infolge einer späteren Umkristallisation die Minerale Diopsid und Plagioklas erkennen (Abb.19 und 20).

Die Reaktion kann nach dem Dünnschliffbild mit



formuliert werden. Über detaillierte Untersuchungen hierzu berichtet WIKSTRÖM (1970 c), der den Omphazit in Abhängigkeit der beteiligten Abbauprodukte mit SiO_2 , H_2O und O_2 reagieren lässt. MYSEN et al. (1972, 1973) hingegen stellen die Gleichung



auf, an der Quarz generell beteiligt sein sollte.

Um die Entwicklung des Symplektits in unseren eklogitogenen Gesteinen aufzuzeigen, wurden von der Probe O/3 (Mäisachtal) der omphazitische Einschlußpyroxen sowie der zugehörige Symplektit analysiert (Tab.5). Weitere Vergleichsanalysen an anderen Proben scheiterten entweder am Fehlen von Klinopyroxen I oder an der extremen Feinkörnigkeit des Symplektits, von dem, selbst mit der Mikrosonde, oft keine reinen Mineralanalysen erhalten werden konnten.

Wie aus der Tab.5 zu ersehen ist, werden bei der Symplektitisierung geringe Mengen an Na und Mg freigesetzt, während Ca, Al und vor allem Si (von freiem Quarz) zugeführt werden müssen. Es ist anzunehmen, daß das überschüssige Na in den Plagioklas der Granatkoronen eingebaut wird

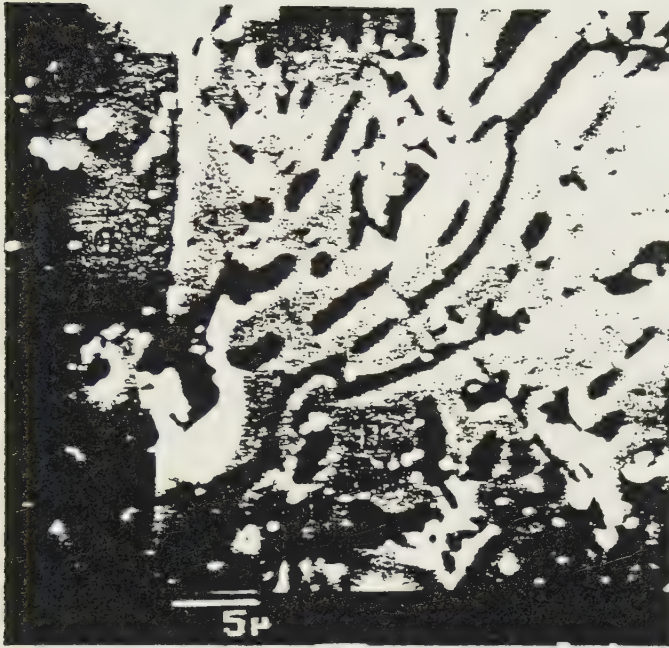


Abb.19: Mikrosondenaufnahme von Omphazit (O) - links der gestrichelten Linie - und den symplektitischen Zerfallsprodukten Diopsid (D) und Plagioklas (P) auf der rechten Bildseite. Rengental (TN/11).

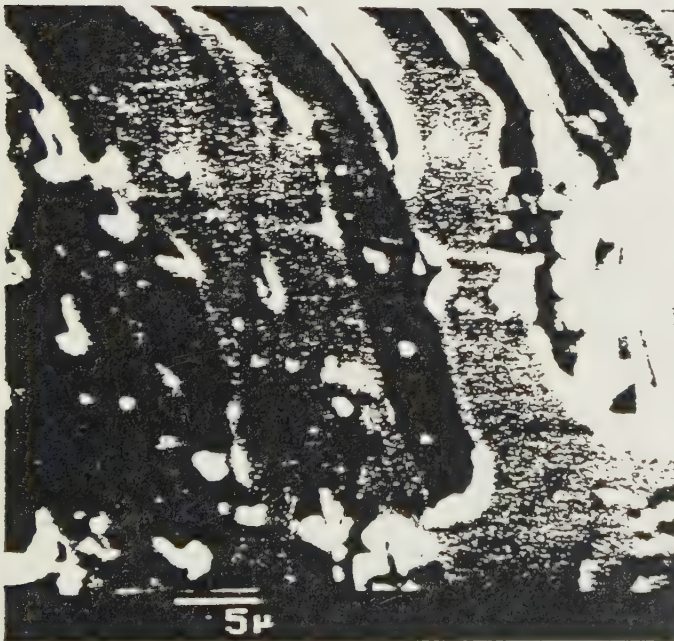


Abb.20: Mikrosondenaufnahme eines gröberen Symplektitbereiches aus Diopsid (D) und keulenförmigem Plagioklas (P). Rengental (TN/11).

Tab.5: Molare Zusammensetzung von Omphazit und den Zerfallsprodukten Diopsid und Plagioklas. Elementverschiebungen sind in der rechten Spalte (Bilanz) angegeben.

<u>Probe 0/3</u>	Omphazit	Diopsid	Plag	Verhältnis Dio : Plag 1 : 1	Bilanz
Na	0.96	0.06	0.73	0.79	Wegfuhr
Ca	0.96	0.90	0.27	1.17	Zufuhr
Mg	0.76	0.63	-	0.63	Wegfuhr
Fe ²⁺	0.30	0.32	-	0.32	±
Fe ³⁺	0.02	0.06	-	0.06	±
Al	1.02	0.03	1.31	1.34	Zufuhr
Si	3.96	1.99	2.69	4.68	Zufuhr

und vielleicht erst dadurch der Granatzerfall stattfinden kann. Auch WIKSTRÖM (1970 c) erhält bei seinen Reaktionsgleichungen bezüglich des Omphazitzerfalls einen Na-Überschuß, der aber dort im Amphibol des Granatkelyphits kompensiert wird.

Das Eisen bleibt im Omphazit und Diopsid recht konstant. Es ist keine Oxidation von Fe^{2+} zu Fe^{3+} nachweisbar.

Aus dem chemischen Vergleich der in der Tab.5 aufgeführten Pyroxene resultiert eine große Ähnlichkeit des Symplektitdiopsids und des Diopsidmoleküls im Omphazit. Bemerkenswert ist auch die weitgehende chemische Konstanz aller analysierten Symplektitpyroxene (Anhang C) und ein mittlerer An-Gehalt der Plagioklase von 26 ± 7 Mol.% (10 Messungen). Es hat sich jedoch an einer Probe (St.P./11, Abb.18) gezeigt, daß der Plagioklas im initialen Symplektitstadium mit An 16 und wahrscheinlich noch weniger, wesentlich albitreicher war. Unter diesem Aspekt könnten, mit Beteiligung von Quarz, die in der Tab.5 auftretenden Konzentrationsunterschiede kalibriert werden, so daß der jetzige Symplektitplagioklas (An 26 ± 7) als "Sekundärbildung" im

Sinne von sukzessivem Na-Ca-Austausch unter veränderten p,T-Bedingungen, interpretiert werden könnte.

Die Symplektitisierung erfolgt nach WIKSTRÖM (1970 c), wobei er sich auf hydrothermale Experimente im System Diopsid-Jadeit stützt, bei erhöhter Temperatur und/oder vermindertem Druck. Andere Faktoren, wie H₂O-Migration, spielen eine zusätzliche Rolle. GREEN & RINGWOOD (1967) äußern sich zur Symplektitbildung dahingehend, daß "these eclogites must be regarded as having left the eclogite stability field and entered the granulite stability field".

3. Disthen

Auf die verschiedenen Umwandlungserscheinungen im Disthenbereich wurde schon im Kapitel V (S.17) hingewiesen.

Mit der Beobachtung, daß weder Andalusit oder Sillimanit als Al₂SiO₅-Modifikation gebildet wurden, noch ein isothermischer Zerfall in Quarz und Korund stattfand, muß angenommen werden, daß der Disthenabbau hier von vielschichtigen und komplizierten Reaktionsabläufen begleitet war. Offensichtlich wird der Disthenabbau von der unmittelbaren Umgebung (zumeist Symplektit) beeinflusst, und zwar in der Weise, daß der Omphazit zuerst in Symplektit zerfallen sein muß, um mit dem Disthen reagieren zu können. In keinem Fall konnte ein Disthenzerfall neben primärem Klinopyroxen nachgewiesen werden. Ein weiterer Hinweis für eine bevorzugte Disthen-Symplektit-Reaktion ist dadurch gegeben, daß die Disthenpseudomorphosen, wenn sie an Quarz oder Granat grenzen, nur spärlich oder gar nicht entwickelt sind. Aus einigen Dünnschliffbefunden ist auch zu erkennen, daß die Granatkorona bevorzugt in der Nachbarschaft des Symplektits

zur Ausbildung kommt (Abb.21).



Abb.21: Ausgeprägte Koronabildung (K) zwischen Granat (G) und Symplektit (S). Fehlende oder nur schwach entwickelte Granatkorona, wenn der Granat an Disthenpseudomorphosen (Ps) oder Quarz (Q) grenzt. Holzschlägermatte (FSO/9), Vergr. etwa 72 x.

Die eigenartige Umwandlung des Disthens in Metabasiten des Schwarzwaldes wurde schon im vorigen Jahrhundert beschrieben und zuletzt von EIGENFELD-MENDE (1948) näher untersucht. Nach ihr werden die "dunklen Nester" als Pseudomorphosen von Korund + Spinell + Quarz nach Disthen gedeutet, wobei im weiteren Metamorphoseverlauf noch Muskovit und Plagioklas (Oligoklas) hinzutreten können.

Wenn der Disthen noch als Relikt in den dunklen Nestern erhalten ist, zeichnet ihn eine gute Spaltbarkeit nach (100) in Längsschnitten aus. Dabei ist er in geschieferten Gesteinstypen gut eingeregelt und reagiert dort auf postkristalline mechanische Beanspruchung mit Verbiegung, Zerschierung und undulöser Auslöschung der Kristalle.

Der Beginn des Disthenzerfalls setzt an den Korngrenzen ein und breitet sich zum Kern hin fort. Die dabei entstandenen kryptokristallinen Gebilde erscheinen nahezu isotrop und sind in radialstrahligen Büscheln angeordnet (Abb.22 A). In den zerfransten und etwas aufgelockerten Randbereichen dieser Nester ist ab und zu stäbchen- oder keulenförmiger Spinell zu erkennen. An anderen Stellen sind der Symplektitstruktur vergleichbare, körnige Spinell-Korund-Häufchen ausgebildet.

Nach diesem frühen Stadium des Disthenzerfalls legt sich um die noch vorhandenen dunklen Nester ein unterschiedlich breiter, feinfilziger Hellglimmersaum (Damourit), auf den fast immer ein Kranz aus tafeligem Plagioklas folgt (Abb.22 B). Die vollkommene Umbildung des Disthens in monomineralische Hellglimmernester, die in weitgehend amphibolitisierten Gesteinen noch als einziges Relikt erhalten sind, ist dort als letztes Indiz für ein ehemals eklogitisches Ausgangsgestein zu bewerten.

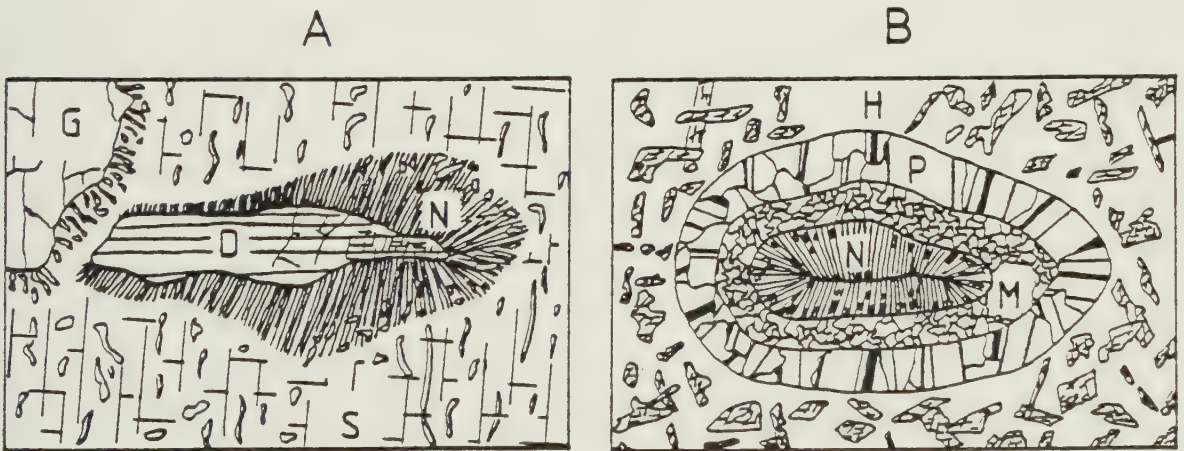


Abb.22: Schematische Darstellung des Disthenzerfalls.
A - Frühes Stadium. Der Disthen (D) ist noch als Relikt innerhalb der dunklen Nester (N) erhalten. S = Symplektit, G = Granat.
B - Fortgeschrittenes Stadium. Der Disthen ist vollkommen durch die dunklen Nester (N) aufgezehrt. Um diese hat sich eine Schale aus Muskovit (M) und eine aus Plagioklas (P) gebildet. H = Hornblende-Plagioklas-Diablastik.

Das Hauptinteresse lag nun darin, die mineralogische Zusammensetzung der dichten, unauflösbaren Nester mit Hilfe der Mikrosonde zu erfassen. Erwartungsgemäß war dies für viele Bereiche unmöglich, weil die Korngröße der einzelnen am Aufbau beteiligten Minerale unterhalb des Auflösungsereichs des Elektronenstrahls (ca. 2 μm) liegt. In solchen Fällen wurde eine Fensteranalyse (etwa 10 μm x 10 μm) herangezogen, um zumindest eine Auskunft über die Elementverteilung zu erhalten.

Es kann aber davon ausgegangen werden, daß die in der Tab.6 angegebenen Minerale aus gröberen Bereichen der Disthenpseudomorphosen auch die Zusammensetzung in den unauflösbaren Bereichen widerspiegeln. Demnach handelt es sich bei den dunklen Nestern um ein Mineralgemenge aus Korund + Spinell + Plagioklas.

Die Plagioklasanalysen (in der Tab.6 nicht aufgeführt) ergaben bei sechs Messungen an verschiedenen Proben einen erstaunlich hohen An-Gehalt von 93 ± 3 Mol.%; ähnliche An-Werte von durchschnittlich 95.6 Mol.% werden auch aus Disthenpseudomorphosen in Eklogiten der Bretagne mitgeteilt (SCHMIDT 1976). Demgegenüber weist der Plagioklas in der äußersten Schale der Nester nur einen Wert von An 40 auf und bedeutet vielleicht den Übergang von höheren p,T-Bedingungen mit der Paragenese Korund + Spinell + Anorthit zu mittleren p,T-Bedingungen mit der Paragenese Andesin + Muskovit. Derartige Abbauprozesse im Disthenbereich mit zwei Plagioklasgenerationen beschreiben auch LAPPIN (1960), WIKSTRÖM (1970 b) und SCHMIDT (1976).

Die Spinellanalysen entsprechen mit 48-77 Mol.% FeAl_2O_4 überwiegend einem Pleonast, wobei auch die Probe TN/33 mit $\text{Al}_{1.88}$ und $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} = 1.12$ nach entsprechender Korrektur für eine ideale Formelbesetzung ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis, Substitution von Fe^{3+} für Al) diesem Glied entspräche.

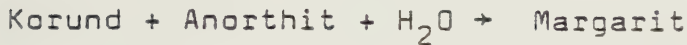
Tab.6: Mikrosondenanalysen von Mineralen und Mineralgemengen der Disthenpseudomorphosen.
 Die Summen sind normiert und die Formelbesetzung durch vorgegebene Anionenzahlen ermittelt.

Mineral	+ Disthen		+ +		Spinell			+ Muskovit			dunkle Nester			
Probe	H/11	H/12	H/15	Ha/17	TN/13	FSW/2	H/15	TN/33	H/10	H/10	FSW/2	H/11	H/12	H/15
SiO ₂	35.3	35.3	34.8	-	-	-	-	-	-	44.8	45.0	34.2	36.2	39.8
TiO ₂	-	-	-	0.3	0.2	0.2	0.3	0.5	0.2	0.6	1.6	-	-	-
Al ₂ O ₃	64.7	64.7	65.2	61.8	63.3	61.9	65.1	56.1	62.2	39.1	37.2	55.1	45.5	40.2
FeO*	-	-	-	27.8	23.9	27.1	21.3	36.3	26.9	0.8	1.8	-	3.2	6.9
MgO	-	-	-	9.5	12.3	10.5	12.7	6.1	10.2	-	0.2	-	1.9	2.8
CaO	-	-	-	0.2	-	-	-	0.2	-	0.5	-	8.4	11.0	6.3
Na ₂ O	-	-	-	0.4	0.3	0.3	0.6	0.8	0.5	0.3	0.2	2.3	2.2	4.0
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.9	10.0	-	-	-

- 43 -

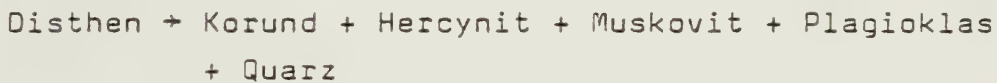
Si	0.95	0.95	0.94	-	-	-	-	-	-	5.36	5.40			
Ti _[4]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.06	0.15			
Al _[6]	0.05	0.05	0.06	-	-	-	-	-	-	0.64	0.60			
Al	2.01	2.01	2.02	1.97	1.98	1.97	2.01	1.88	1.97	4.86	4.67			
Fe	-	-	-	0.63	0.53	0.61	0.47	0.86	0.61	0.08	0.18			
Mg	-	-	-	0.38	0.49	0.42	0.50	0.26	0.41	-	0.03			
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.06	-			
Na	-	-	-	0.02	0.02	0.01	0.03	0.05	0.03	0.06	0.05			
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.51	1.53			

Der Hellglimmer ist nach den beiden angegebenen Analysen und zusätzlichen halbquantitativen Abschätzungen ein Muskovit (s. auch LAPPIN 1960) und muß deshalb nach einer anderen Mineralreaktion als der von SCHMIDT (1976) angenommenen Gleichung



gebildet worden sein.

Die Disthenanalysen zeigen eine der Formel entsprechende Zusammensetzung mit einem geringen Si-Defizit. Sie stimmen somit nicht mit den Angaben von EIGENFELD-MENDE (1948) überein, wonach neben Fe auch Alkalien, etwas Ca und H₂O im Disthengitter eingebaut sind, so daß ein isochemischer Zerfall nach der von ihr zitierten, erweiterten Umsetzungsgleichung



stattgefunden haben soll. Mineraleinschlüsse im Disthen, die mit ihrer Substanz zur Bildung dieser Minerale hätten beitragen können sind nicht beobachtet worden.

Die Fensteranalysen von drei dunklen Nestern (Tab.6) , die als erste Abbauphase den Disthenzerfall einleiten, zeigen zwar dem Disthen vergleichbare SiO₂-Gehalte, verdeutlichen aber andererseits eine stetige Zufuhr der Elemente Fe, Mg, Ca und Na bei abnehmenden Al₂O₃-Gehalten.

Nach diesen Befunden und der schon zu Beginn (S.39) erwähnten "Affinität" zwischen Disthen und Symplektit kann wohl angenommen werden, daß einige bei der Symplektitbildung abwandernde Anteile von Fe, Mg, Ca und Na in die Disthen-Umwandlungsminerale mit eingehen. Ein solches Modell würde

die Herkunft der dem Disthen zunächst fremden Elemente ebenso erklären wie die schon genannten Befunde am Gefüge.

Im weiteren Verlauf der Entwicklung und insbesondere im Hinblick auf die Ausbildung einer feinfilzigen Muskovit-schale um die dunklen Nester muß eine intensive K-Metaso-matose angenommen werden, auf die an anderer Stelle bezüglich der Biotitbildung schon hingewiesen wurde.

VII. G E O C H E M I E

1. Gesteinschemismus

Die ersten chemischen Analysen von Metabasiten im Schwarzwald publizierten SCHALCH (1895), ROSENBUSCH (1907) und EIGENFELD-MENDE (1948). Letztere Autorin befasste sich in ihrer Arbeit Überwiegend mit den eklogitogenen Gliedern der Metabasite. Wie schon erwähnt, zog sie für deren Ausgangsgestein einen olivinführenden Gabbro oder Dolerit in Betracht.

Im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung stehen folgende Gesteinsanalysen zur Verfügung:

- a. 32 disthenführende eklogitogene Amphibolite (Typ I),
- b. 29 disthenfreie eklogitogene Amphibolite (Typ II),
- c. 14 gewöhnliche Amphibolite,
- d. 2 Gedritamphibolite
- e. 2 disthenfreie eklogitogene Amphibolite aus den Vogesen,
- f. 3 Granat-Disthen-Gneise.

Einzelanalysen mit CIPW-Norm sind im Anhang B aufgeführt.

In Bezug auf die petrographischen Kriterien werden die eklogitogenen Metabasite in einen Typ I (disthenführend) und in einen Typ II (disthenfrei) unterteilt. Sehr charakteristisch ist der mit einer modalen Disthenführung verbundene hohe Al_2O_3 -Gehalt von ~ 20 Gew.% beim Typ I im Vergleich zu dem deutlich Al_2O_3 -ärmeren Typ II mit ~ 17 Gew.% Al_2O_3 . In der Tab.7 sind der Durchschnittschemismus, die Standardabweichung und der Variationsbereich von den beiden Typen angegeben; daraus ist zu ersehen, daß auch SiO_2 , P_2O_5 , die Alkalien sowie Rb, Sr, Zr und Ba im Typ I relativ angereichert sind. Demgegenüber besitzen TiO_2 , MnO, S, V und

Tab. 7: Durchschnittsschemismus, Standardabweichung und Variationsbereich von 32 disthenführenden (Typ I) und 29 disthenfreien (Typ II) retrograden Eklogiten.

	<u>Typ I</u>			<u>Typ II</u>		
	$\bar{x}$	s	Variationsbereich	$\bar{x}$	s	Variationsbereich
SiO ₂	48.94	3.7	41.91-55.62	46.07	3.0	41.48-51.95
TiO ₂	1.00	0.4	0.29- 1.85	1.33	0.6	0.25- 2.30
Al ₂ O ₃	20.01	1.6	16.76-22.93	17.20	2.3	10.45-21.40
Fe ₂ O ₃	1.63	1.0	0.37- 4.83	2.17	1.0	0.41- 4.32
FeO	7.57	1.7	4.70-11.69	9.52	2.0	6.40-13.81
MnO	0.16	0.05	0.10- 0.36	0.19	0.04	0.11- 0.31
MgO	6.25	1.2	4.41- 9.38	8.21	2.5	5.20-12.45
CaO	8.60	1.5	6.09-11.85	10.83	1.1	8.22-12.44
Na ₂ O	2.51	0.7	1.44- 4.71	1.75	0.6	0.98- 3.44
K ₂ O	1.13	0.7	0.04- 3.52	0.69	0.3	0.06- 1.47
P ₂ O ₅	0.17	0.2	0.03- 0.76	0.14	0.1	0.02- 0.48
H ₂ O	2.06	0.7	0.55- 3.76	1.94	0.7	0.83- 3.32
S	0.08	0.1	0.01- 0.40	0.15	0.1	0.02- 0.69
V	347		120 - 536	397		106 - 720
Cr	68		<10 - 477	197		<10 - 1043
Ni	12		<10 - 59	22		<10 - 110
Rb	23		<10 - 159	17		<10 - 47
Sr	312		88 - 514	258		61 - 665
Zr	100		27 - 229	74		24 - 143
Ba	245		54 - 1191	215		45 - 717

Vor allem MgO , CaO , FeO^* , Ni und Cr geringere Konzentrationen. Zur besseren Veranschaulichung ist die Häufigkeitsverteilung der wichtigsten Elemente graphisch dargestellt (Abb.23). Deutliche Häufigkeitsmaxima treten vergleichsweise nur bei Al_2O_3 , MgO , CaO , K_2O (nur Typ II), Cr , Ni und weniger deutlich bei SiO_2 , FeO und Na_2O auf. Der weite Variationsbereich vieler Elemente ist auch anderenorts ein Kennzeichen für Eklogite in Gneisumgebung, so z.B. für die nicht retrograd überprägten Eklogite des Münchberger Gneisgebiets (MATTHES et al. 1975).

Eine zusätzliche Unterteilung der Eklogittypen nach zunehmendem Umwandlungsgrad in die im Kapitel Petrographie definierten Gruppen 1-5 (S.10) soll dazu dienen, mögliche allochemische Prozesse während der Metamorphose herauszustellen (Tab.8). Die Gruppe 5 stellt Übergangstypen dar, die nicht mehr mit Sicherheit den eklogitogenen Gesteinen zugeordnet werden können und deshalb in den folgenden Betrachtungen unberücksichtigt bleiben.

Mit vom Eklogit her fortschreitender Umwandlung zeigt sich innerhalb der beiden Eklogitvarianten eine regelmäßige Zunahme von K_2O , Rb , Ba , H_2O (zunehmende Hydratisierungsvorgänge) und mit gewissen Einschränkungen auch von P_2O_5 und Sr . Die stetige Abnahme von TiO_2 ist nur bei Typ I festzustellen. Auffallend sind die bei Typ II in den Gruppen 1 und 2 niedrigen Al_2O_3 -Gehalte (~ 15.9 Gew.%) verbunden mit hohen MgO - und Cr -Werten (~ 9.5 Gew.% bzw. ~ 340 ppm). Gegenüber diesen haben die Gruppen 3 und 4 höhere Al_2O_3 -Gehalte (~ 18.5 Gew.%) und deutlich niedrigere MgO - und Cr -Werte (~ 7.4 Gew.% bzw. ~ 70 ppm). Vorerst kann nicht entschieden werden, ob die prägnanten Konzentrationsunterschiede, besonders der Elemente Mg und Cr auf den zunehmenden Umwandlungsgrad der Gesteine zurückzuführen ist, oder ob den Gesteinen der Gruppen 1 und 2 ein primär basischeres Ausgangsmaterial zugrunde lag.

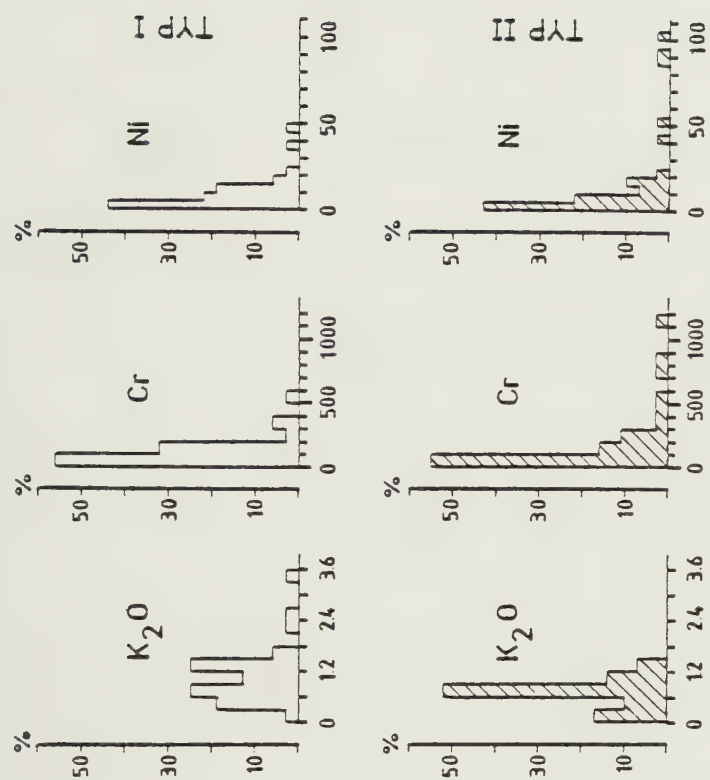
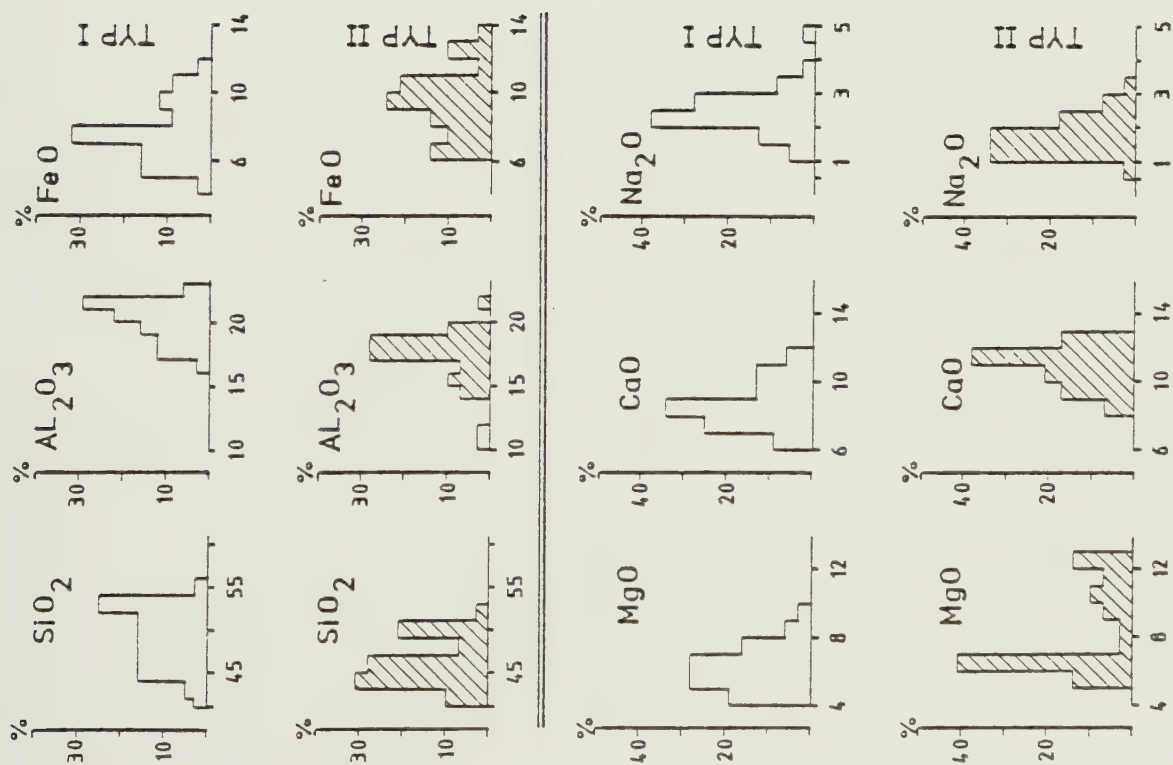


Abb.23: Häufigkeitsverteilung (in %) der Elemente Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K (in Gew.%) und der Spurenelemente Cr und Ni (in ppm) in den Gesteinen der Typen I und II.

Tab.8: Durchschnittschemismen der nach zunehmendem Umwandlungsgrad geordneten Gruppen 1-4 der Typen I und II. In der rechten Spalte ist der Mittelwert von 14 gewöhnlichen Amphiboliten angegeben.

Typ	I				II				Amphi- bolite
	←	2	3	→	←	2	3	→	
Gruppe	1	2	3	4	1	2	3	4	
Anzahl der Analysen	1	5	7	19	4	10	13	2	14
Gew. %									
SiO ₂	48.63	45.79	49.78	49.48	45.66	47.21	45.33	46.09	49.16
TiO ₂	1.20	1.14	1.04	0.94	1.17	1.44	1.35	0.99	1.24
Al ₂ O ₃	21.03	20.18	19.25	20.19	15.62	16.15	18.25	18.73	17.11
Fe ₂ O ₃	3.06	1.57	1.68	1.55	1.66	1.79	2.59	2.32	1.83
FeO	7.39	8.92	7.91	7.10	11.07	8.82	9.71	8.65	7.41
MnO	0.15	0.16	0.17	0.16	0.20	0.20	0.18	0.15	0.20
MgO	6.31	6.47	5.81	6.35	9.93	9.13	7.03	7.76	6.62
CaO	7.51	10.21	8.90	8.12	11.22	10.40	11.12	10.81	10.43
Na ₂ O	4.71	2.50	2.38	2.45	1.24	2.11	1.86	1.42	2.72
K ₂ O	0.04	1.02	0.87	1.33	0.41	0.58	0.82	0.85	1.03
P ₂ O ₅	0.07	0.15	0.16	0.18	0.07	0.15	0.17	0.08	0.21
H ₂ O	0.55	2.02	1.95	2.19	1.82	1.89	1.92	2.61	2.32
ppm									
V	271	291	266	186	366	373	423	413	228
Cr	151	58	94	96	360	325	68	70	319
Ni	19	<10	10	13	21	40	<10	16	93
Rb	10	27	22	47	10	14	19	21	33
Sr	91	361	300	254	98	195	334	399	304
Zr	58	103	83	88	61	88	69	64	104
Ba	54	347	295	397	84	196	260	283	267

Zweifelloos muß jedoch mit steigendem Umwandlungsgrad eine K-Metasomatose (höchster Wert: 3.52 Gew.% K_2O) angenommen werden, deren Intensität mit den modalen Biotit- und Muskovitgehalten korrelierbar ist. Rb und Ba bilden keine eigenen Mineralphasen; ihre kontinuierliche Zunahme mit höheren K_2O -Werten deutet auf den Einbau in den o.g. Glimmermineralen hin, wo sie infolge ihres ähnlichen Ionenradius (K^+ 1.33 Å, Rb^+ 1.47 Å, Ba^{2+} 1.34 Å) das Kalium im Gitter diadoch ersetzen können.

Nimmt man an, daß die in den Gruppen 1 und 2 noch relativ gut erhaltenen Gesteine das Ausgangsmaterial der weiter entwickelten Gruppen 3 und 4 darstellen, dann hat sich die Eklogit-Amphibolit-Umwandlung unter allochemischen Bedingungen vollzogen.

Das Edukt der eklogitogenen Metabasite.

Der Vergleich mit mittleren Zusammensetzungen von Eklogiten anderer Gebiete und den gängigsten Basalttypen (Tab.9) bestätigt die Annahme eines magmatischen Edukts auch für unsere eklogitogenen Gesteine. Im Diagramm Alkalien/ SiO_2 (nicht dargestellt) nach MACDONALD & KATSURA (1964) liegen die Analysenpunkte im Feld der Alkalibasalte und subalkalischen Basalte, ohne daß ein bevorzugter Trend zu erkennen wäre. Dies verwundert nicht, wenn man die oben erwähnte K-Metasomatose in die Überlegungen mit einbezieht.

FLOYD (1976) und WINCHESTER & FLOYD (1976) weisen auf das Problem der Klassifizierung metamorpher Basaltäquivalente hin. Demnach sind nur die bei solchen Prozessen als besonders immobil geltenden Elemente P, Ti, Zr, Y, Nb und die Seltenen Erden dazu geeignet, eine Zuordnung für einen bestimmten Basalttyp aufzuzeigen. In den Beziehungen $TiO_2/(Zr : P_2O_5)$ und P_2O_5/Zr (Abb.24 und 25) fallen die meisten

Tab. 9: Vergleichsanalysen von Eklogiten anderer Gebiete, gängiger Basalttypen und Mergeln.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50.6	50.4	45.4	44.8	49.09	47.90	44.80	51.07	54.76
TiO ₂	1.12	1.66	1.77	1.70	1.55	0.59	1.96	1.05	0.44
Al ₂ O ₃	18.2	14.1	16.0	14.8	15.48	15.26	13.86	17.50	14.59
Fe ₂ O ₃	0.80	1.60	2.36	2.35	10.48	12.10	2.91	9.64	5.42
FeO	7.20	10.3	11.8	11.4	-	-	9.63	-	-
MnO	0.15	0.21	0.25	0.19	0.18	0.18	0.17	0.17	0.09
MgO	7.40	6.80	7.60	8.2	6.72	10.52	11.07	6.58	5.60
CaO	10.4	10.6	11.2	12.4	10.66	10.75	10.16	10.57	15.03
Na ₂ O	2.73	2.88	1.96	2.59	2.73	2.00	3.19	2.73	1.15
K ₂ O	0.21	0.12	0.08	0.27	0.49	0.29	1.09	0.50	2.86
P ₂ O ₅	0.07	0.12	0.10	0.21	0.18	-	0.55	0.27	0.22
H ₂ O	0.40	0.30	1.36	0.80	2.65	-	0.73	-	-
V	277	332	-	-	316	-	-	232	-
Cr	246	213	-	-	260	766	-	69	147
Ni	71	79	-	-	128	308	-	33	69
Rb	9	5	-	-	5	8	-	11	119
Sr	281	97	-	-	446	115	-	333	439
Zr	126	104	-	-	113	50	-	106	146
Ba	53	114	-	-	63	-	-	-	480
1	ø von 37 disthenführenden Eklogiten aus dem M.G. (MATTHES et al., 1975).				5 ø von ozean. Tholeiliten (HART, 1976).				
2	ø von 43 disthenfreien Eklogiten aus dem M.G. (dto.)				6 ø von kont. Diabasgängen (CARMICHAEL et al., S.452, 1974).				
3	ø von 19 Eklogitamphiboliten aus der Oberpfalz (BUSCH, 1970).				7 ø von Alkalibasalten (dto.).				
4	ø von 6 moldanubischen Eklogiten in Gneisumgebung (DUDEK, 1971).				8 ø von high-alumina Basalten (COLE, 1973).				
					9 ø von Mergeln, CO ₂ -frei berechnet (KURZ-WEIL, 1973).				

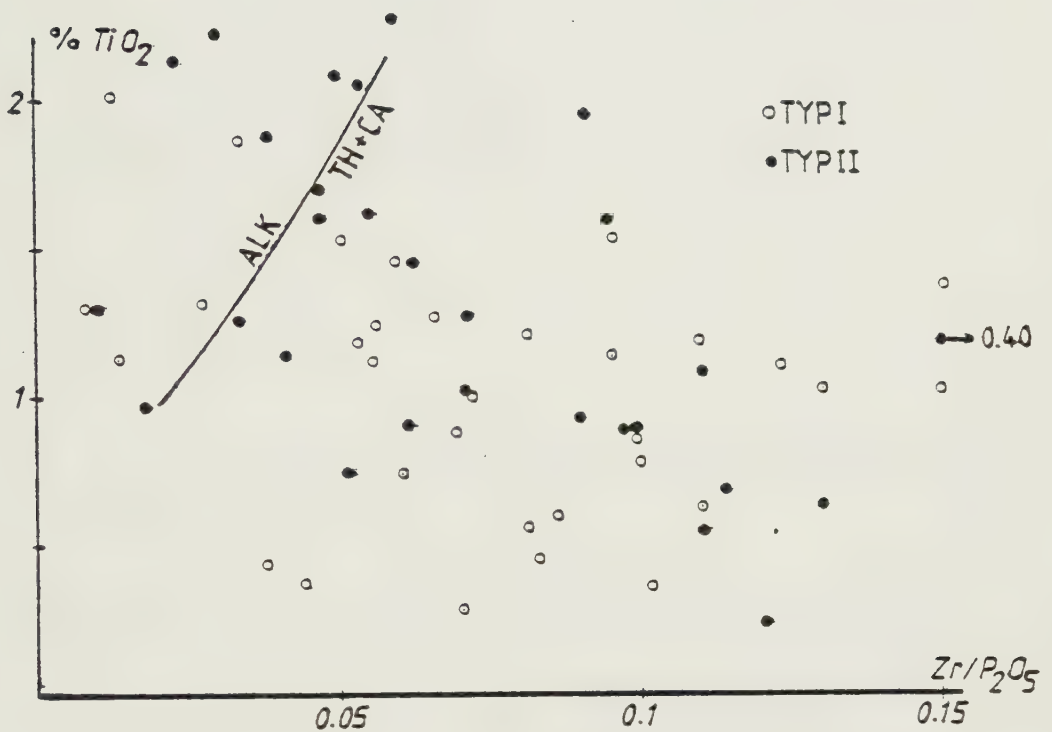


Abb.24: Das Diagramm $\text{TiO}_2/(\text{Zr} : \text{P}_2\text{O}_5)$ nach FLOYD (1976). Die Überwiegende Anzahl der Proben von Typ I und Typ II liegt im Feld der subalkalischen Basalte (TH + CA).

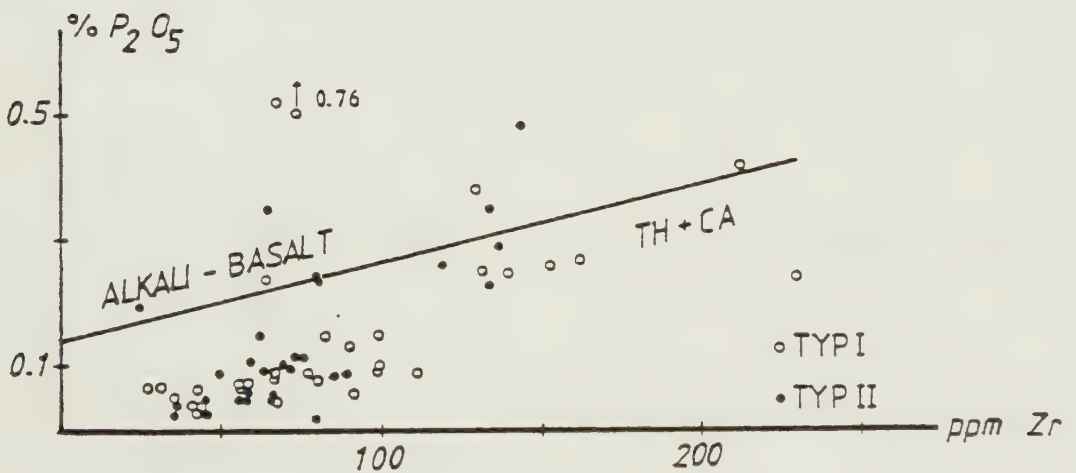


Abb.25 : Das Diagramm $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Zr}$ nach WINCHESTER & FLOYD (1976). Auch hier liegen die meisten Proben im Feld der subalkalischen Basalte (TH + CA).

Proben von Typ I und II in das Feld der Kalkalkali- und Tholeiitbasalte. Die wenigen Positionen im Feld der Alkalibasalte repräsentieren in beiden Diagrammen im wesentlichen die gleichen Gesteine. Den Kriterien von FLOYD & WINCHESTER (1975) für Tholeiite, nämlich

$$\begin{aligned} \text{TiO}_2 &< 1.8 \text{ Gew.}\%, \\ \text{P}_2\text{O}_5 &< 0.25 \text{ Gew.}\% \text{ und} \\ \text{Zr} &< 150 \text{ ppm,} \end{aligned}$$

entsprechen in Bezug auf die Mittelwerte ebenso die beiden Eklogitvarianten I und II.

Nachdem Alkalibasalte als mögliches Edukt weitgehend ausgeschlossen sind, bietet sich eine Differenzierung in Kalkalkali- oder Tholeiitbasalte mit den graphischen Darstellungen von PEARCE & CANN (1973) an (Abb.26 und 27).

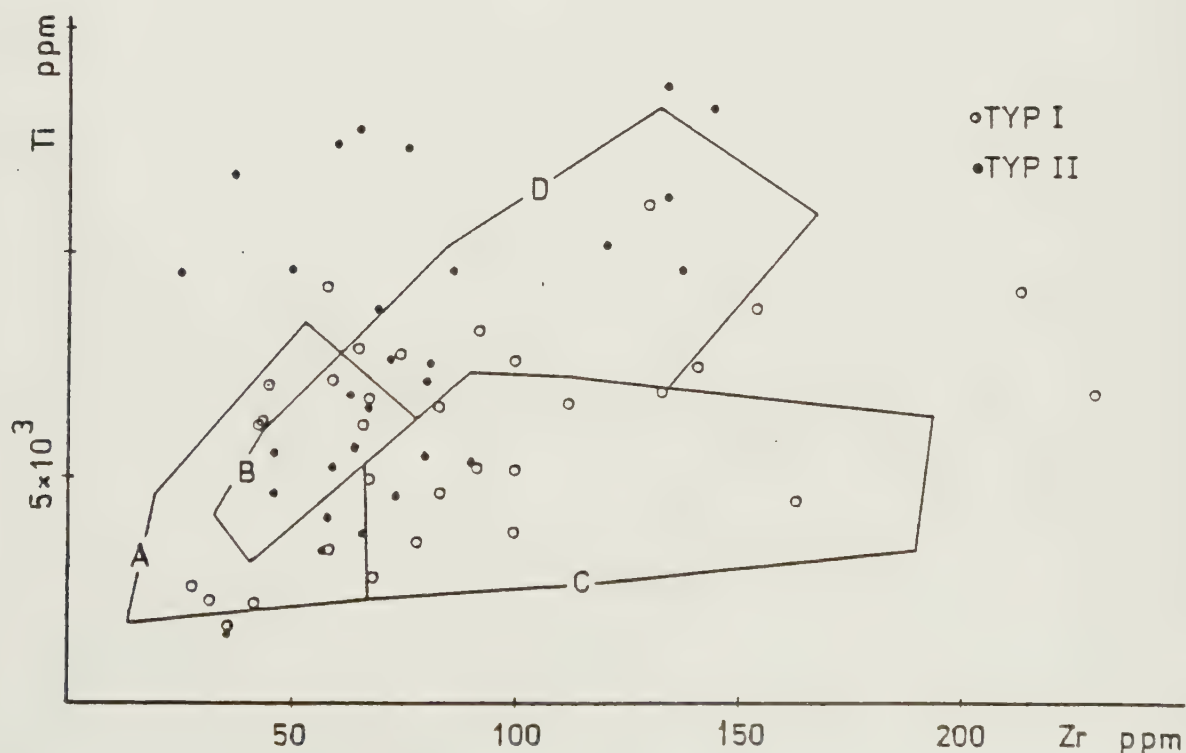


Abb.26: Das Diagramm Ti/Zr nach PEARCE & CANN (1973) mit Lage der analysierten Gesteine. B+D = "ocean floor"-Basalte, A+B = "low K"-Tholeiite, B+C = Kalkalkali-basalte

Bei einer weiten Streuung, auch außerhalb der eingegrenz-
ten Felder kann nur in der Beziehung $Ti:100/Zr/Sr:2$ eine
Häufung der disthenfreien Gesteine in den Feldern der "ocean
floor"-Basalte und "low K"-Tholeiite festgestellt werden.
Die disthenführenden Gesteine tendieren hingegen mehr in
den Bereich der Kalkalkalibasalte.

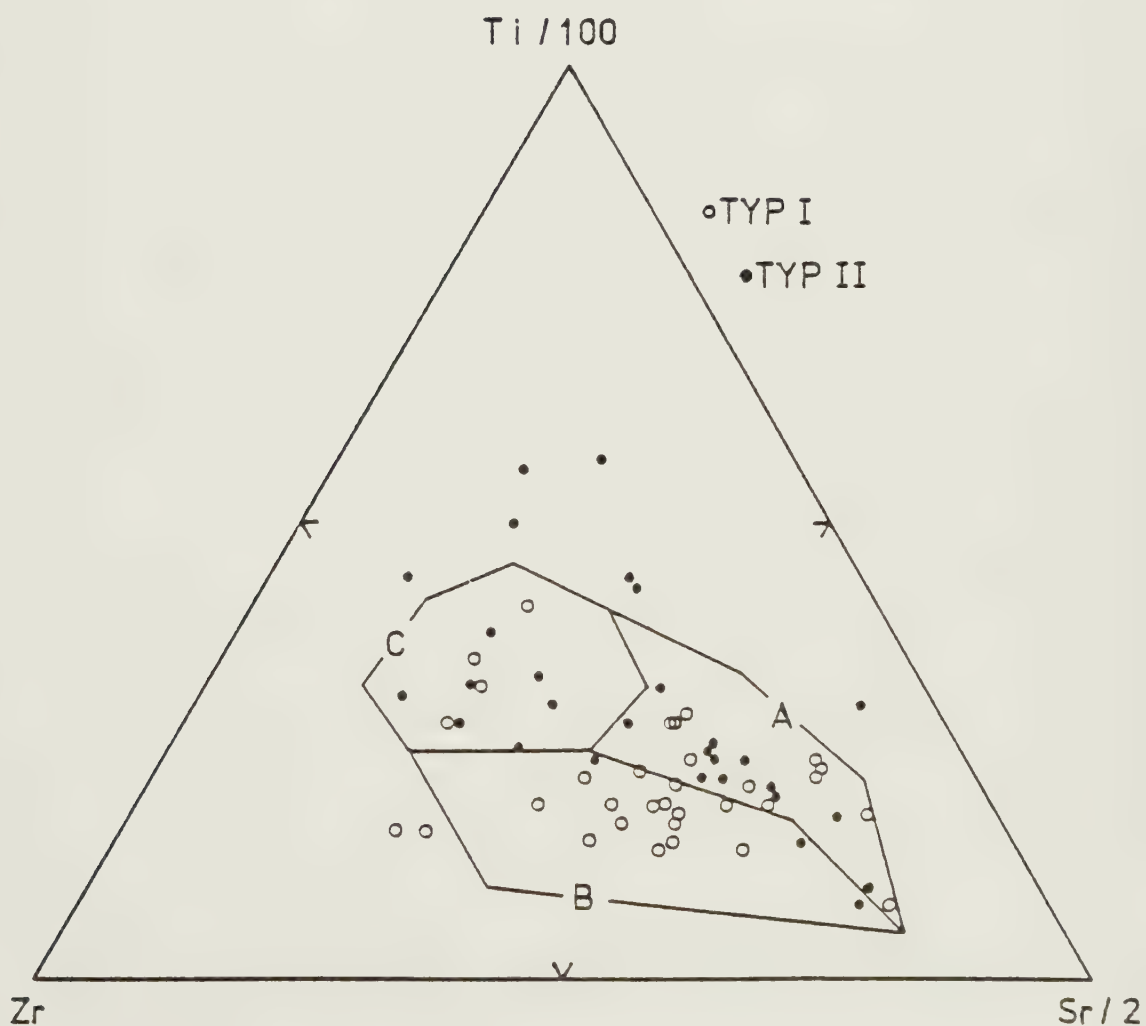


Abb.27: Das Diagramm $Ti:100/Zr/Sr:2$ nach PEARCE & CANN (1973)
mit Lage der analysierten Gesteine. A = "low K"-
Tholeiite, B = Kalkalkalibasalte, C = "ocean floor"-
Basalte.

In Bezug auf das Element Zr als häufig verwendeten Parameter in Basaltdiskriminationsdiagrammen werden von ZECK & KALS-BEEK (1981) jedoch gewisse Bedenken erhoben, da sie an basischen Gesteinsgängen tholeiitischer Zusammensetzung, die z.T. amphibolitfaziell überprägt sind, eine deutliche Beweglichkeit dieses Elements nachweisen konnten.

Wie in den Darstellungen nach PEARCE & CANN (1973) resultiert aus den Beziehungen $\text{FeO}^*:\text{MgO}/\text{SiO}_2$ (Abb.28) und V/Cr (Abb.29) nach MIYASHIRO & SHIDO (1975) mit gewissen Einschränkungen die Ähnlichkeit von Typ I mit Kalkalkalibasalten und die von Typ II mit Tholeiiten. Hier muß die Interpretation jedoch sehr vorsichtig beurteilt werden, weil die Autoren darauf aufmerksam machen, daß "the rock series classification is based on the patterns of compositional variation of magmas with fractional crystallization and not on the origin of their parental magma".

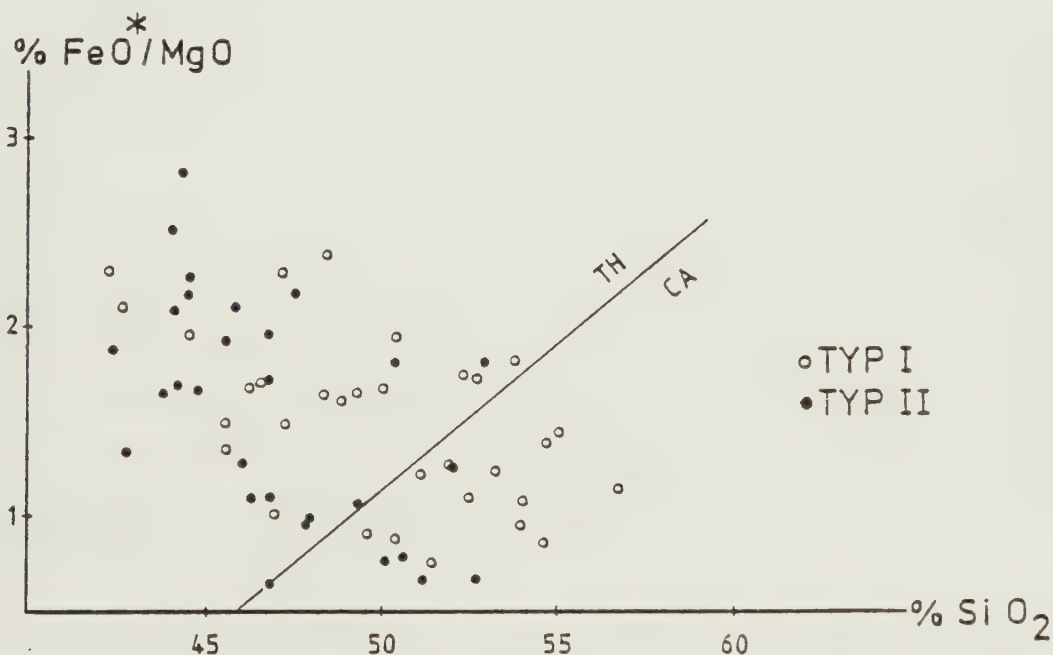


Abb.28: Das Diagramm $\text{FeO}^*:\text{MgO}/\text{SiO}_2$ nach MIYASHIRO & SHIDO (1975) mit Lage der analysierten Gesteine. Die durchgezogene Linie unterteilt in einen tholeiitischen und kalkalkalibasaltischen Fraktionierungstrend.

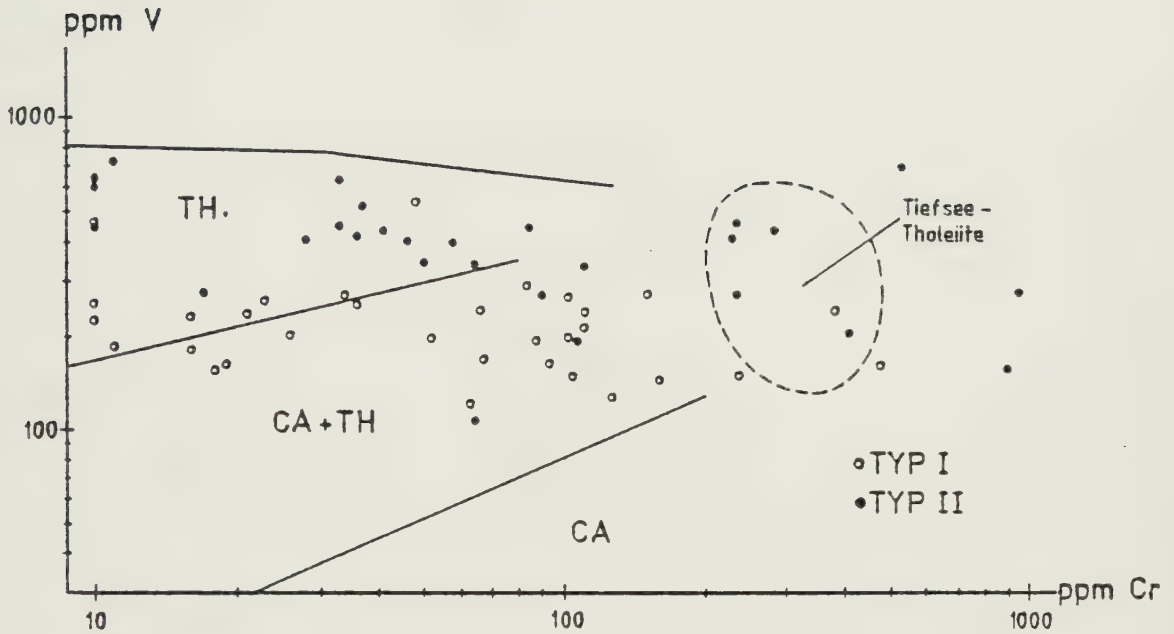


Abb.29: Das Diagramm V/Cr nach MIYASHIRO & SHIDO (1975) mit Lage der analysierten Gesteine. Kalkalkali-basalte zeigen im Vergleich zu Tholeiiten eine rapide Abnahme von V während des Fraktionierungsprozesses.

Die Lage im Alk/Fe/Mg-Dreieck (Abb.30) verdeutlicht nochmals die Affinität der disthenführenden Gesteine zu kalkalkalischen Magmen (auch wenn eine leichte Verschiebung zur Alk-Ecke durch Metasomatose bedingt ist) und der disthenfreien Gesteine zu Tholeiiten. Die Fe-Anreicherung der disthenfreien Gesteine entlang dem Trend der Skaergaard-Intrusion kann aber nicht als Beweis für differenzierte Ausgangsgesteine bewertet werden.

Mit den hohen Al_2O_3 -Gehalten von Typ I stellt sich die Frage, ob diese Analogien mit "high alumina"-Basalten besitzen. In der Tab.9 (Nr.8) ist zum Vergleich die Durchschnittszusammensetzung von 13 "high alumina"-Basalten angegeben (COLE 1973).

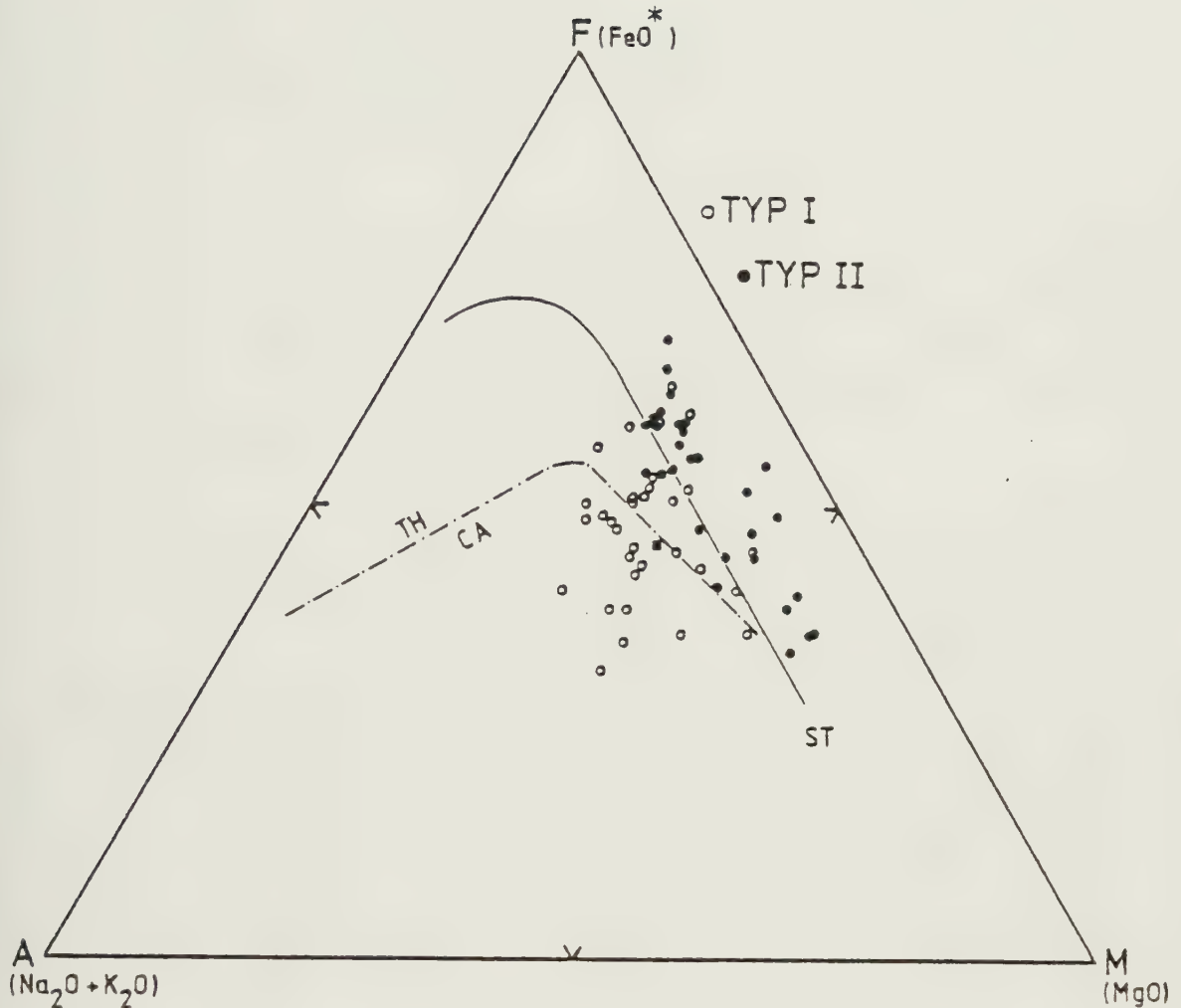


Abb.30: Das Alk/Fe/Mg-Diagramm mit Lage der analysierten Gesteine. (■) Mittelwert von "high alumina"-Basalten (KUNO 1960).

—— SKAERGAARD-Trend (ST) nach WAGER & BRAUN (1968).

---- Tholeiit-, Kalkalkalibasalt-Trend nach IRVINE & BARAGAR (1971).

Ähnliche Elementgehalte treten bei TiO₂, Gesamteisen, MnO, MgO, Na₂O, Cr, Zr und Sr auf. Die extrem niedrigen Ni-Werte von Typ I mit durchschnittlich 12 ppm können noch am ehesten mit dem für basische Magmatite geringen Wert von durchschnittlich 33 ppm der "high alumina"-Basalte verglichen werden.

In der Darstellung Al_2O_3 /Alkalien (nicht gezeigt) unterscheidet KUNO (1960) in Bezug auf den Silifizierungsgrad der Gesteine mehrere Felder für "high alumina"-Basalte, in deren Bereich der Überwiegende Teil der disthenführenden Proben liegt. Typ II grenzt sich von diesen deutlich im Feld der Tholeiite ab.

Aus den bisher aufgeführten Gründen können die Gesteine vom Typ I sowohl Kalkalkali- als auch "high alumina"-Basalten zugeordnet werden. Letztere sind im Sinne von IRVINE & BARRAGAR (1971) als Variante, die genetisch eng mit der Kalkalkalibasaltserie verknüpft ist, zu deuten.

Nach der CIPW-Norm (Anhang B) sind die Gesteine des Typs II zu ~ 90 % Olivintholeiite; Olivin- und Quarztholeiit machen bei Typ I ~ 80 % aus, und 20 % sind schwach ne-normative Alkalibasalte. Da aber bei der Normberechnung alle allochemischen Veränderungen voll ins Gewicht fallen, sind ihre Ergebnisse kaum mehr für die Erschließung der Ausgangsgesteine von Bedeutung. Erhöhte q-Werte (hier max. 8) sollten nicht als Kriterium für ein quarztholeiitisches Ausgangsmaterial gelten, weil ebenfalls eine SiO_2 -Zufuhr von außen möglich ist.

Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden die unter c, d, und e (S.46) aufgezählten Gesteinsanalysen in den verwendeten Diagrammen nicht eingetragen. Sie haben, wie auch die eklogitogenen Amphibolite, einen kalkalkalibasaltischen oder tholeiitischen Chemismus. Für die Disthengneise dürfte eher ein sedimentäres oder sedimentär-vulkanisches Material in Frage kommen.

Vergleich mit Sedimenten

Außer der Feststellung, daß schon aus geologischen Gründen ein sedimentäres Ausgangsmaterial für unsere Schwarzwälder eklogitogenen Metabasite weitgehend ausscheidet, soll der geochemische Vergleich mit Sedimenten und insbesondere mit Mergeln (KURZWEIL 1973) diese Hypothese weiter untermauern.

In dem von LEAKE (1963, 1964) entwickelten Diagramm c/mg (Abb.31) folgen die Analysenpositionen beider Typen weitgehend dem magmatischen Trend der Karroo-Dolerite.

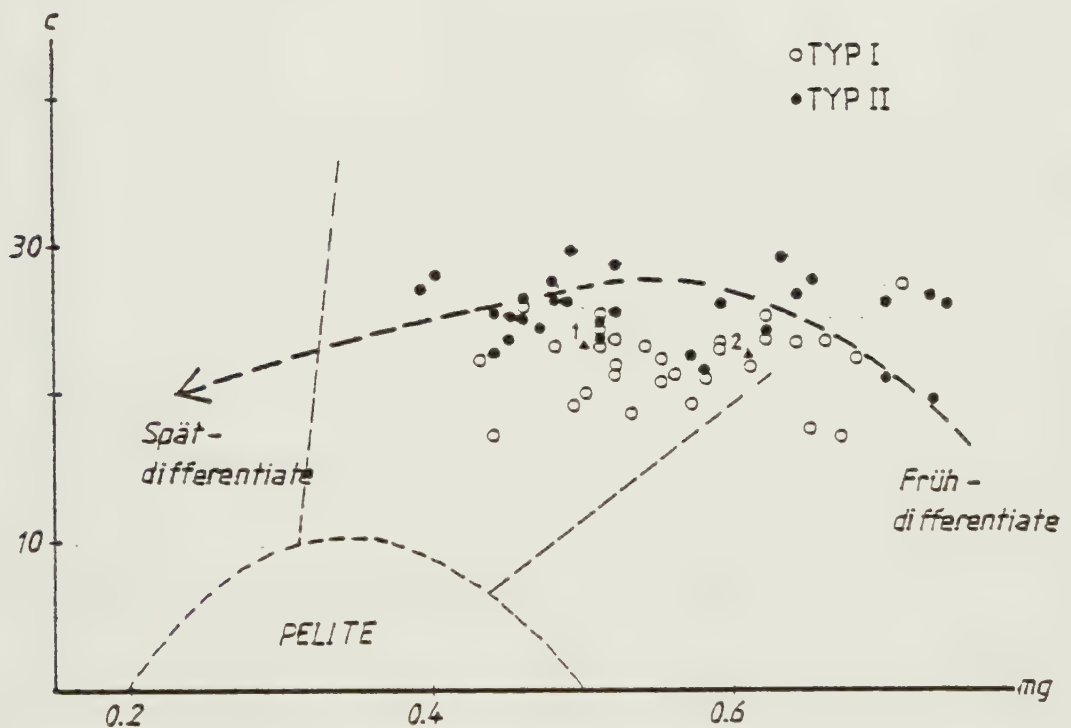


Abb.31: Niggli c/mg der analysierten Gesteine. Sie folgen weitgehend dem Differentiationstrend der Karroo-Dolerite (LEAKE 1964) und nicht den Pelit-Trends.

- ▲1 Mittel der dunklen, disthenfreien Eklogite des Münchberger Gneisgebiets (MATTHES et al. 1975).
- ▲2 Mittel der hellen, meistens disthenführenden Eklogite des Münchberger Gneisgebiets (dto.).

In der Beziehung $(al-alk)/c$ (Abb.32) setzen sich die disthen-führenden Gesteine bei höheren $(al-alk)$ -Werten und zugleich niedrigeren c -Werten deutlich von den disthenfreien Gesteinen ab. Keine Probe fällt aber dabei in das Mergelfeld.

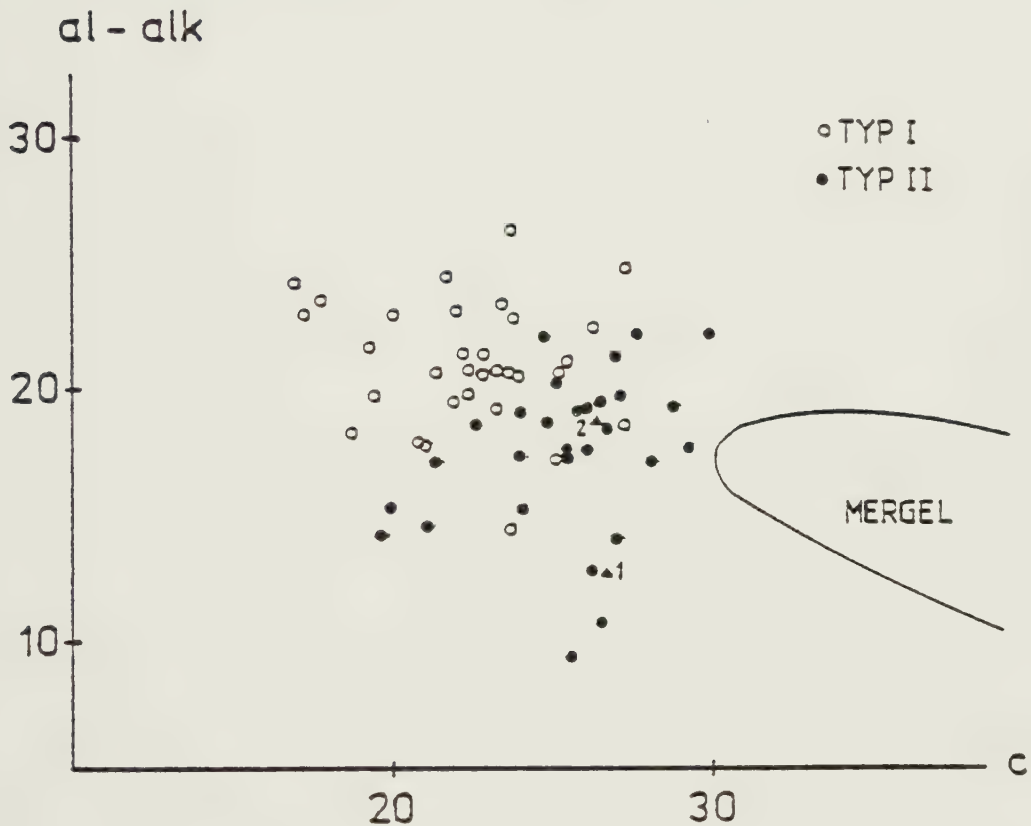


Abb.32: Niggli $(al-alk)/c$ der analysierten Gesteine und Vergleich mit Mergeln (KURZWEIL 1973).

- ▲1 Mittel der dunklen, disthenfreien Eklogite des Münchberger Gneisgebiets (MATTHES et al. 1975).
- ▲2 Mittel der hellen, meistens disthenführenden Eklogite des Münchberger Gneisgebiets (dto.).

Andere Kriterien, die gegen eine sedimentäre Herkunft der retrograden Eklogite sprechen - ohne Berücksichtigung der nachgewiesenen metasomatischen Stoffbewegungen - ergeben sich aus den absoluten Elementkonzentrationen, den Elementverhältnissen, Unterschieden in der Norm und aus den Streubereichen einzelner Elemente (s. auch MATTHES et al. 1975 und SCHMIDT 1976).

2. Mineralchemismus

A. Granat

Im Anhang C wird der Granatchemismus mit Mikrosondenanalysen auf der Basis von acht Kationen und 24 Sauerstoffen gezeigt; dem Vergleich mit diesen dient ein Teil der aus Mineralkonzentraten gewonnenen chemischen Analysen, die am Ende der Tabellen aufgeführt sind.

In Bezug auf die drei häufigsten Komponenten Almandin, Pyrop und Grossular sind die untersuchten Granate vorwiegend almandin-pyrop-betont und weisen folgende Variationsbreite auf:

Almandin	29-55 Mol.%
Pyrop	19-57 Mol. &
Grossular	9-30 Mol. &
Andradit	≤ 6 Mol. &
Spessartin	≤ 2 Mol. %

Es zeichnet sich im allgemeinen eine Entwicklung von pyropreichen Granaten in wenig umgewandelten Eklogiten zu solchen mit almandin-grossular-betonten Granaten in weitgehend umgewandelten Gesteinen ab. In Bezug auf ihre chemische Zusammensetzung werden nach SMULIKOWSKI (1968) im Ca-Mg-Fe-Dreieck (Abb.33) drei eklogitgenetische Felder ausgeschieden, wobei eine deutliche Zuordnung unserer Eklogite zu denen in Gneis- bzw. Migmatitumgebung besteht.

In der Dreiecksdarstellung der Endglieder Pyrop - Almandin+Spessartin - Grossular+Andradit (Abb.34) nach SOBOLEV (1972) streuen die Granate der Eklogitamphibolite über einen weiten Bereich des Eklogitfeldes (I) und liegen oft gleichzeitig im Überschneidungsbereich mit dem Granulitfeld (II). Nur die Granate der reliktschen, wenig umgewandelten Proben können eindeutig dem Feld der Eklogitfazies zugeordnet werden.

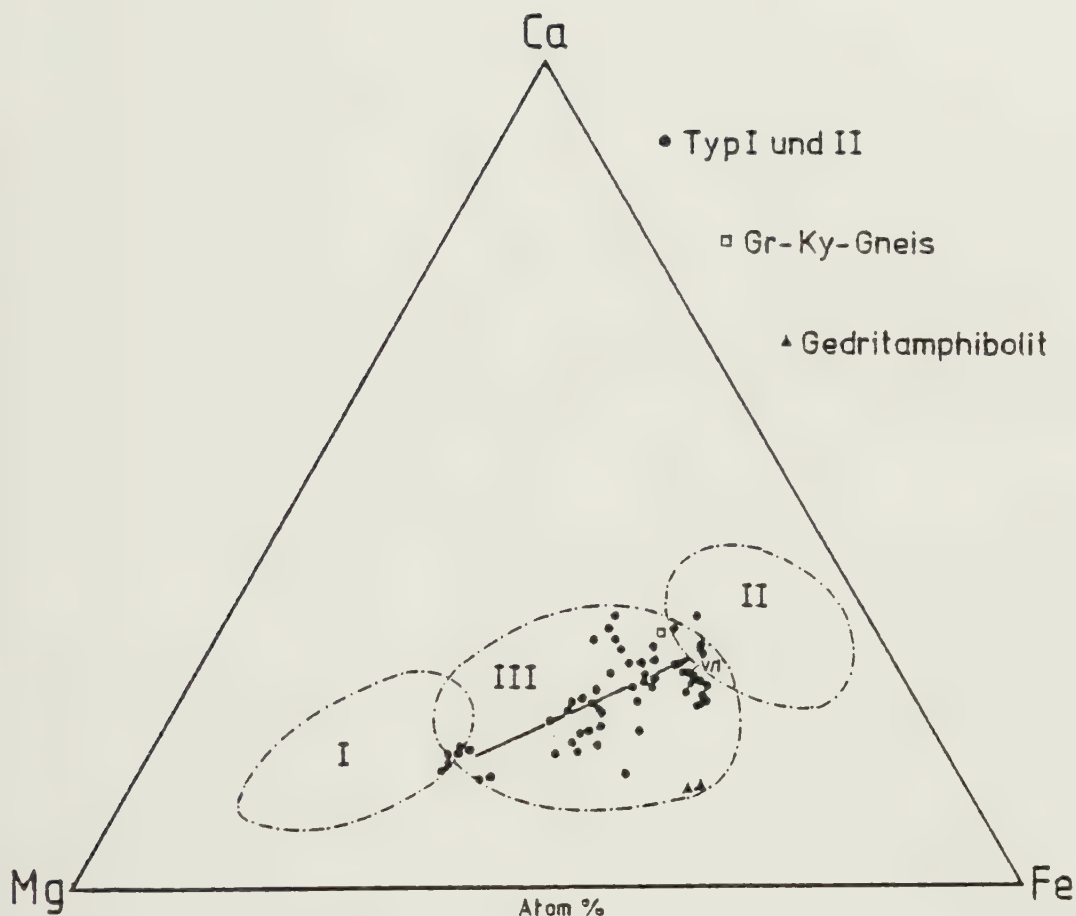


Abb.33: Das Ca-Mg-Fe²⁺-Dreieck (Fe²⁺ = Gesamteisen) nach SMULIKOWSKI (1968) mit Lage der untersuchten Granate. Der Pfeil kennzeichnet den vermuteten Verlauf der Änderung des Granatchemismus während der retrograden Metamorphose.

Granatzusammensetzungen in:

- I Granatpyroxeniten
- II ophiolitischen Eklogiten
- III gemeinen Eklogiten

Wie zu Anfang schon gezeigt wurde, besteht innerhalb der gesamten Gesteinssuite eine breite Streuung des Granatchemismus. Selbst im Einzelkorn können Konzentrationsunterschiede der Elemente Fe, Mg und Ca festgestellt werden, die anscheinend besonders dann auftreten, wenn das Mineralgefüge infolge mechanischer Beanspruchung stark gestört ist. Es bestehen

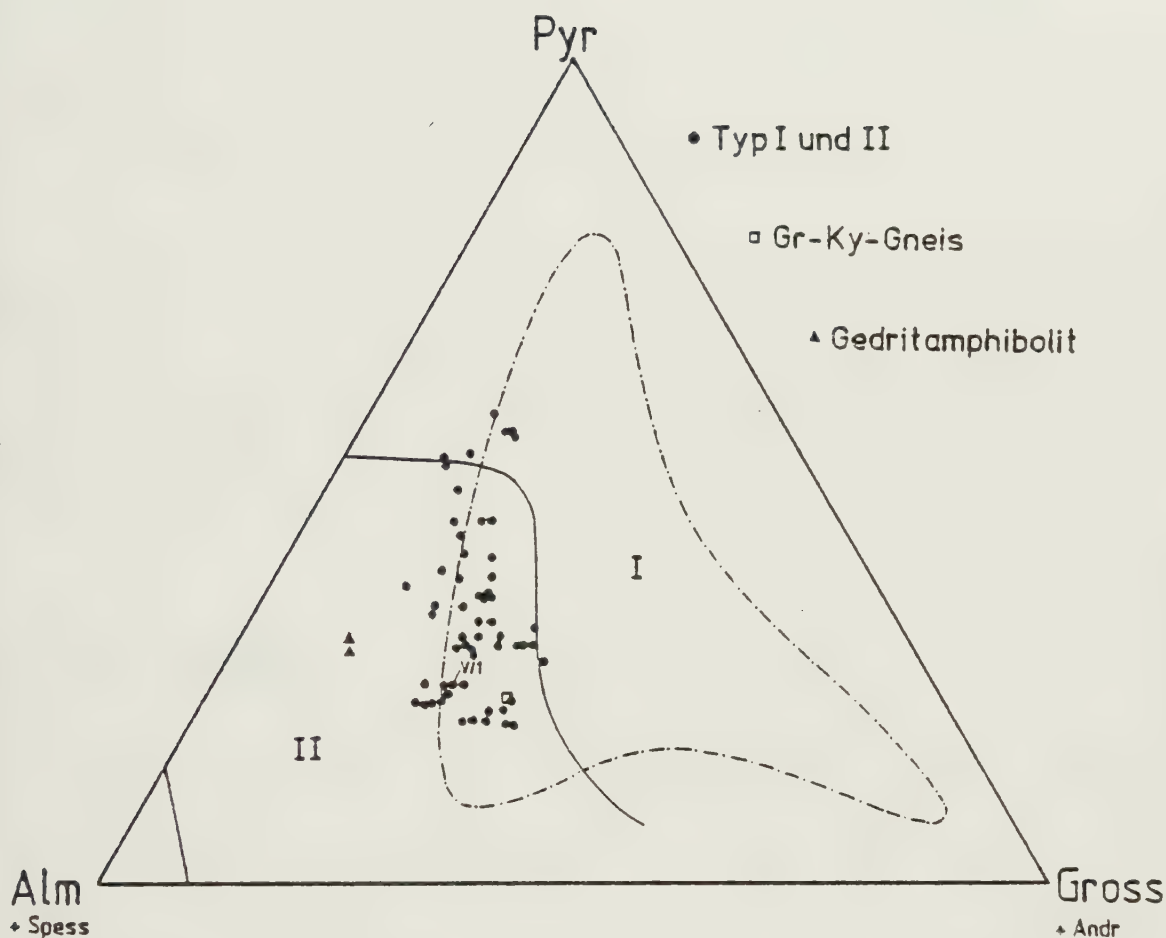


Abb.34: Das Dreieck Pyrop - Almandin+Spessartin - Grossular+Andradit nach SOBOLEV (1972) mit Lage der untersuchten Granate. Sie liegen weitgehend im Überschneidungsbereich des Eklogit (I)- und Granulit-Faziesfeldes (II).

jedoch keinerlei Hinweise auf zonargebaute Granate, die in der Regel durch eine stetige Zu- bzw. Abnahme der Elemente Fe und Mg vom Kern zum Rand hin gekennzeichnet wären. Stattdessen erscheinen die unregelmäßigen Elementverteilungen als Ausdruck eines sekundären Prozesses, der eine lokale Elementdiffusion mit sich brachte (DE BETHUNE et al. 1975).

Demgegenüber ist eine Homogenität des Granats in Gesteinen mit relativ ungestörtem Mineralverband festzustellen. ANDERSON & OLIMPIO (1977) stellen in diesem Zusammenhang ein Modell zur Klärung der progressiven Homogenisierung metamorpher Granate vor, indem sie eine "Volume diffusion" im Bereich der regionalmetamorphen Disthen-Sillimanit-Zone annehmen.

Beim Vergleich der Oxide MgO , FeO und CaO zwischen Gesamtgestein und Granat ergibt sich eine positive Korrelation nur bei MgO , während die anderen Elementkonzentrationen im Granat offensichtlich nicht vom Gesteinschemismus beeinflusst werden.

B. Klinopyroxen

Die Mikrosondenanalysen von Klinopyroxenen sind im Anhang C aufgeführt. Sie können wie folgt eingeteilt werden:

1. Klinopyroxen I (Omphazit), z.T. mit Zerfallserscheinungen,
2. Einschlußpyroxen (Omphazit) im Granat,
3. Symplektitpyroxen.

In Bezug auf die Klassifikation nach ESSENE & FYFE (1967) liegen die Projektionspunkte der Einschlußpyroxene überwiegend im Omphazitfeld (Abb.35). Von den unter 1. genannten Pyroxenen ist nur der der Probe W/4 (Kaellenhof) als Omphazit zu bezeichnen; sein außergewöhnlich hoher Na_2O -Wert entspricht etwa 54 Mol.% Jadeit. Die Proben St.P./11 (Hulochhof) und TN/11 (Rengental) streuen dagegen z.T. weit in das Na-Augit-Feld. Offensichtlich sind diese Pyroxene durch Auswanderung der Jadeitkomponente, die unter Zufuhr von SiO_2 in den nun vorhandenen lamellenartigen Plagioklas eingebaut wurde, an Na verarmt und relativ an Ca, Mg und Fe angereichert.

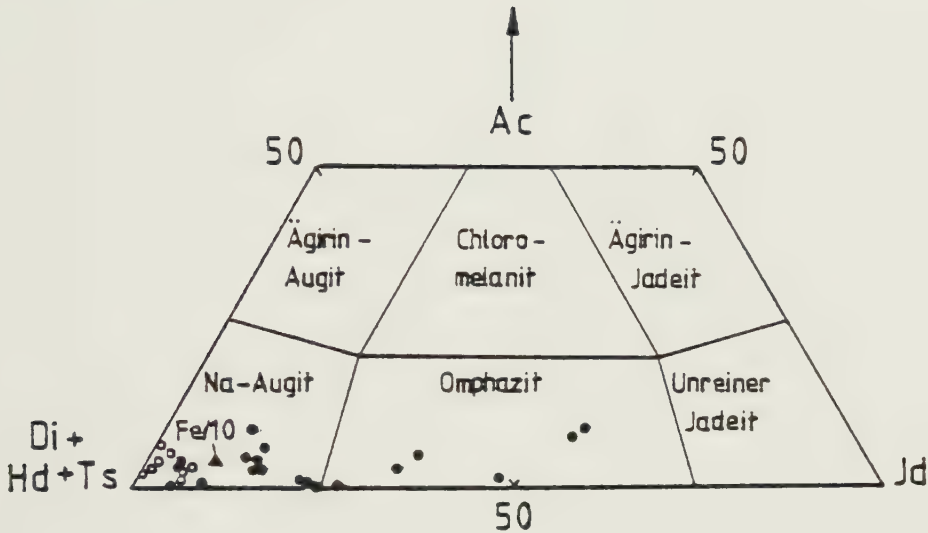


Abb.35: Klassifikation der Na-Klinopyroxene im Dreieck Di+Hd+Ts - Ac - Jd nach ESSENE & FYFE (1967) und Lage der Analysenpunkte.
Symbolerklärung:

- omphazitischer Pyroxen
- Symplektitpyroxen

Die kontinuierliche Umwandlung von Omphazit über omphazitischen Pyroxen bis hin zu den Symplektitpyroxenen ist im Dreiecksdiagramm Jd - Di+Hd - CaTs nach LOVERING & WHITE (1969) deutlich zu veranschaulichen (Abb.36). Die CaTs-Komponente zeigt eine leichte Erhöhung bei mittleren Abbaustadien und fällt zu den Symplektitpyroxenen wieder ab. Obwohl Granulitpyroxene oft noch wesentlich höhere CaTs-Anteile haben, bestehen möglicherweise doch Tendenzen zu einem Übergang der Gesteine in die Granulitfazies.

Die Symplektitpyroxene liegen nach der Gliederung von ESSENE & FYFE (1967) ausschließlich im Na-Augit-Feld. Sie sind im System $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ - $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (POLDERVAART & HESS 1951) als Diopsid bis Salit zu bezeichnen.

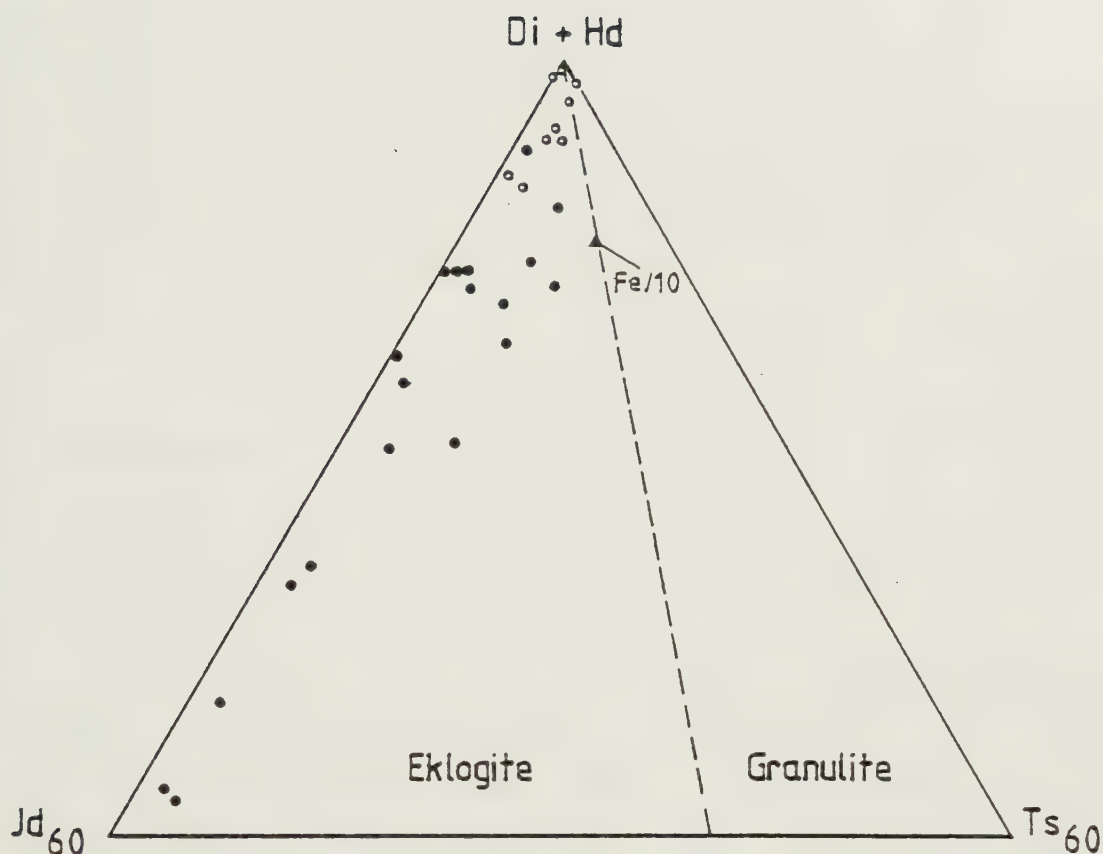


Abb.36: Klinopyroxenzusammensetzungen im Dreieck Jd - Di+Hd - Ts nach LOVERING & WHITE (1969). Symbole wie in Abb.35.

Eine ähnliche Zusammensetzung hat auch der "primäre" Klinopyroxen vom Silberberg (Fe/10), der mit Hornblende und Granat im Gleichgewicht steht. Es wäre in diesem Falle durchaus denkbar, daß ein Na-armes Ausgangsgestein für die Bildung eines solchen diopsidischen Eklogitpyroxens in Frage kommt. Das Gesamtgestein enthält nur 1.05 Gew. % Na_2O .

Die Verteilung der Elemente Na und Al in Omphazit und Symplektitpyroxen zeigt eine positive Korrelation, wobei das Al in oktaedrischer Position bei den Omphaziten höher ist.

Detaillierte Untersuchungen der Symplektitisierung von Omphaziten durch andere Autoren zeigten, daß mit beginnenden

der Umwandlung der Omphazit in kontinuierlich Na-ärmeren Klinopyroxen II und Plagioklas zerfällt (WIKSTRÖM 1970 c); der sekundäre Pyroxen wird im weiter fortgeschrittenen Abbaustadium durch Hornblende verdrängt. Dieser Prozess soll nicht nur von wechselnden p,T-Bedingungen abhängen, sondern auch von einer H₂O-Migration und höherer Sauerstoffugazität beeinflusst werden.

C. Orthopyroxen

Die Orthopyroxenanalysen sind im Anhang C aufgeführt. Dieses Mineral kommt am häufigsten in Paragenese mit Quarz und Plagioklas vor, manchmal auch mit Diopsid (Kapitel V, S.21). Sehr selten kann es auch als untergeordneter Bestandteil in den Granatkoronen und im Symplektit vorkommen. Die Orthopyroxenbildung läßt sich vereinfacht durch die Reaktionsgleichung



darstellen (s. auch LEYRELOUP et al. 1975). Fe, Mg und SiO₂ des Granats reagieren zu Orthopyroxen; Ca, Al und Rest-SiO₂ bilden den An-reichen Plagioklas (Mittel von fünf Analysen: An 72), wobei das benötigte Na durch Diffusionsvorgänge von dem Ab-reichen Plagioklas des Symplektits zugeführt sein könnte.

Innerhalb der Mischkristallreihe Enstatit - Ferrosilit liegen die Analysenwerte zwischen 44 und 63 Mol.% Enstatit und entsprechen somit einem Hypersthen bis Ferrohypersthen. Bemerkenswert ist, daß die Orthopyroxene der Probe H/15 (Pfaffendobel) deutlich Mg-betonter als die von anderen Vorkommen sind. Es besteht offensichtlich ein direkter Zusammenhang mit dem Gesamtgesteinschemismus (Mg/Fe-Verhältnis) und dem Pyropanteil des Granats (Abb.37 und 38).

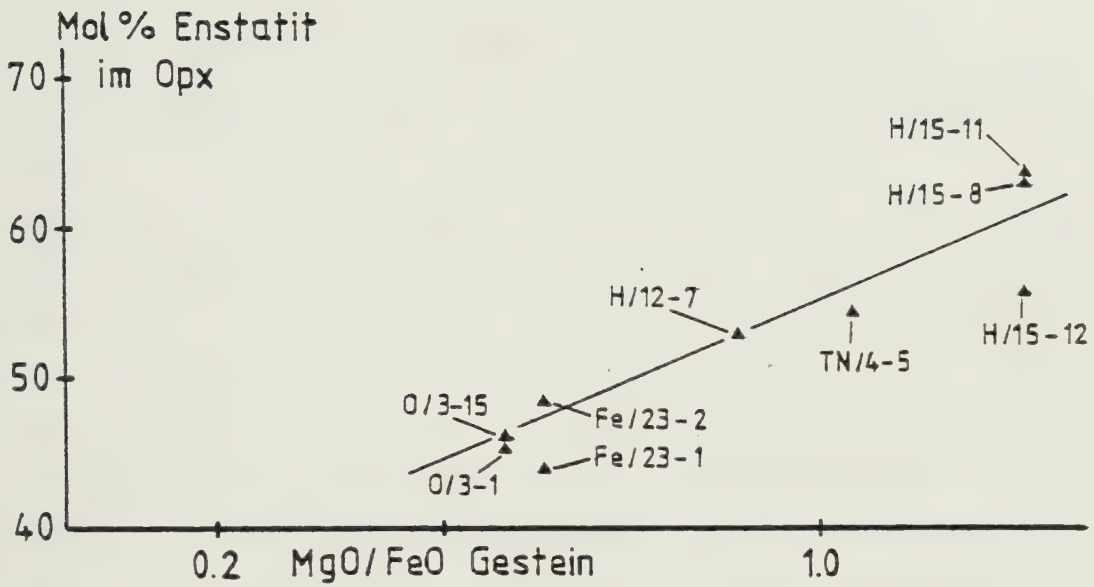


Abb.37: Abhängigkeit des Orthopyroxenchemismus vom Fe/Mg-Verhältnis des Gesamtgesteins.

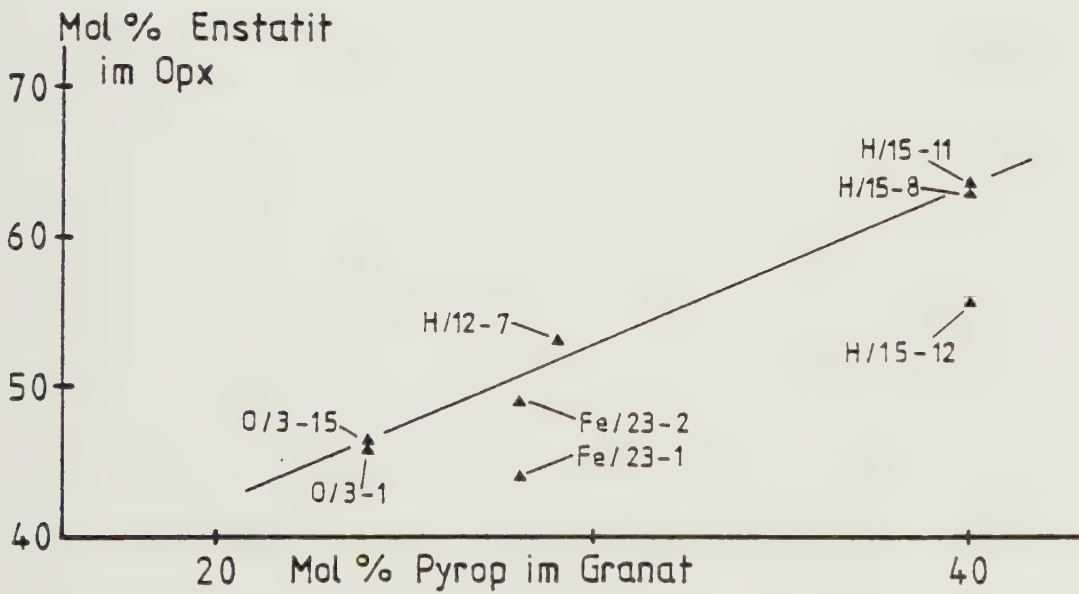


Abb.38: Abhängigkeit des Orthopyroxenchemismus vom Pyrop-anteil des Granats.

Ungeklärt bleibt hingegen die Tatsache, daß der Kelyphit-orthopyroxen (H/15-8) und der Symplektitorthopyroxen (H/15-11) gegenüber dem Orthopyroxen als Bestandteil der Granatkorona (H/15-12, s. Seite 29) wesentlich höhere MgO-Gehalte aufweist.

Erstaunlich niedrig sind die Al_2O_3 -Werte der Orthopyroxene (max. 1.3 Gew.%). Einige Autoren, unter ihnen GREEN & RINGWOOD (1967) und DOBRETSOV (1968) erkannten, daß Ortho- und Klinopyroxene von Hochdruck-metamorphen Gesteinen hohe Al-Werte aufweisen und folglich niedrige bei geringen Drucken. WILSON (1976) konnte an mafischen Granuliten tholeiitischer Zusammensetzung diesen Sachverhalt in den Diagrammen $Al_2O_3(Gest.) : Al_2O_3(Opx)$ und $Al_2O_3(Gest.) : Al_2O_3(Kpx)$ verdeutlichen und separate Felder für Hoch- bzw. Niedrigdruck-Pyroxene ausscheiden. BRYHNI et al. (1977) berichten von den Granat-Abbauprodukten Orthopyroxen und Plagioklas in norwegischen Eklogiten und sehen darin einen retrograden Trend in das Granulitfeld. In diesem Sinne könnten auch unsere Gesteine, wo der Granat sichtbar instabil wird und als Abbauprodukte Orthopyroxen und Plagioklas gebildet werden, vorübergehend granulitfaziellen Bedingungen unterworfen worden sein.

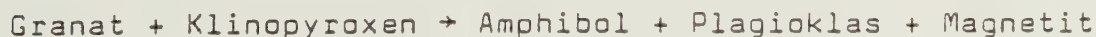
D. Die Entwicklung der Amphibole

Im gesamten Spektrum der eklogitogenen Gesteine stellt die Hornblende einen Hauptgemengteil der vorkommenden Mineralphasen dar. Sie ist, ausgenommen die Hornblende I vom Silberberg bei Hinterzarten, als retrograde Mineralneubildung anzusehen und gehört somit nicht der ursprünglichen Eklogitparagenese an. Bezüglich ihrer Ausbildung und faziellen Stellung kann die folgende Einteilung vorgenommen werden:

1. grüne Hornblende IIa als Bestandteil der diablatischen Struktur,
2. grünbraune bis braune Hornblende IIb als Bestandteil der diablatischen Struktur,
3. Hornblende IIc als Bestandteil der Granatkorona,
4. farblose bis blaßgrüne blastische Hornblende IIIa,
5. grüne bis braune blastische Hornblende IIb,
6. Aktinolith, gelegentlich in Paragenese mit Chlorit.

Die Hornblenden der Diablastik (IIa und IIb) und der Granatkoronen (IIc) gehören im wesentlichen der gleichen Umbildungsphase an, während die blastischen Hornblenden IIIa und IIb und auch der Aktinolith deutlich jünger sind.

Die Koronahornblende IIc wird, zusammen mit Plagioklas, als Verdrängungsprodukt des Granats gedeutet (s.Kap. VI.1.) Schon HEZNER (1903) postulierte für die Ötztaler Eklogite die Reaktion



Obwohl gelegentlich feine Magnetitkränze den Kelyphit umsäumen (s. Abb.17 Seite 32), ist für unsere Metabasite diese Reaktion selten verwirklicht und tritt nur dann auf, wenn der Granat besonders almandinbetont ist. Außerdem ist zwischen primärem Klinopyroxen und Granat der Kelyphit nur ansatzweise ausgebildet, so daß dessen Bildung vermutlich erst durch die Reaktion des aus dem ehemaligen Omphazit entstandenen Mineralgemenges (Diopsid + Plagioklas) mit Granat begünstigt wird.

Aus dem vollkommen in Diopsid-Plagioklas-Symplektit zerfallenen Omphazit entwickelt sich sukzessive eine ähnliche Struktur aus Hornblende (IIa und IIb) und Plagioklas (Hornblende-Plagioklas-Diablastik nach ROSENBUSCH 1923), die sich aber durch ein erheblich größeres Kristallwachstum auszeichnet. Diese großräumige Amphibolisierung, gebunden an reichlichen H_2O -Zutritt zum System, stellt den Übergang der Gesteine in die Amphibolitfazies dar. Parallel zur diablastischen Hornblendesprossung entwickelt sich die Koronahornblende weiter und verdrängt zunehmend den Granat, bis schließlich keine Relikte mehr vorhanden sind. In gewöhnlichen Amphiboliten erkennt man ab und zu noch zentrische Gebilde aus Plagioklas und gebogenen Hornblendestengeln, die den ehemaligen Granat abbilden (s. Abb.5 Seite 14). SCHALCH (1895) bezeichnet derartige Erscheinungen im Schwarzwald als "Ocellarstrukturen".

Das letzte metamorphe Ereignis ist mit dem blastischen Wachstum der Amphibole IIIa und IIIb verbunden, die auf Kosten der flächenhaften Diablastik sprossen. Die Paragenese Aktinolith + Chlorit bedeutet den Übergang einiger Gesteine in die Grünschieferfazies.

E. Amphibolchemismus

Die im vorigen Kapitel in sechs Gruppen unterteilten Amphibole erweisen sich aufgrund von Mikrosonden-Analysen (Anhang C) als chemisch breitgestreute Mineralgruppe. Im Dreiecksdiagramm CaO-MgO-FeO* (Abb.39) sind es insbesondere die späten blastischen Amphibole, deren Fe/Mg-Verhältnis stark variiert. Bei nur geringfügig unterschiedlichen CaO-Werten besteht eine kontinuierliche FeO-Zunahme von den farblosen zu den grünen Blasten; MgO nimmt dabei entsprechend ab.

Die Hornblenden der Granatkoronen zeigen bei recht konstanten CaO-Gehalten eine ebensolche variierende Elementverteilung von Mg und Fe. Hier besteht jedoch eine deutliche Korrelation zwischen $\text{FeO}_{\text{Gn}}/\text{FeO}_{\text{Hbl}}$ und $\text{MgO}_{\text{Gn}}/\text{MgO}_{\text{Hbl}}$ (Abb.40).

Die diablastischen Amphibole haben mit die höchsten CaO-Gehalte und sind generell etwas Fe-betonter als die von ihnen abgeleiteten späten blastischen Amphibole.

In Bezug auf die Alkaligehalte können keine eindeutigen Trendbeziehungen ermittelt werden (Abb.41). Grüne und braune blastische Amphibole, sowie braune Diablastikhornblenden haben bei mittleren K_2O -Werten (~ 0.5 Gew.%) die höchsten Na_2O -Gehalte von ~ 3 Gew.%.

Nach der Amphibolnomenklatur von LEAKE (1978) sind alle o.g. Varianten als Calciumamphibole zu bezeichnen. In der Abb.42 sind die darstellenden Analysenpunkte in Abhängigkeit von der Si-Zahl auf dem Gitterplatz T und dem $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ -Verhältnis aufgetragen. Der Einbau von Fe^{3+} im Amphibolgitter kann eine geringe Erhöhung dieses Quotienten bewirken. Hornblendeanalysen von vergleichbaren Gesteinen (SCHMIDT 1976, HEZNER 1903) ergaben für Fe-reiche Glieder maximale Fe_2O_3 -Gehalte von 4.5 Gew.%. Mit dieser Annahme für unsere eklogitogenen Gesteine bleibt die Bedingung $\text{Fe}^{3+} \ll \text{Al}^{[6]}$ erfüllt.

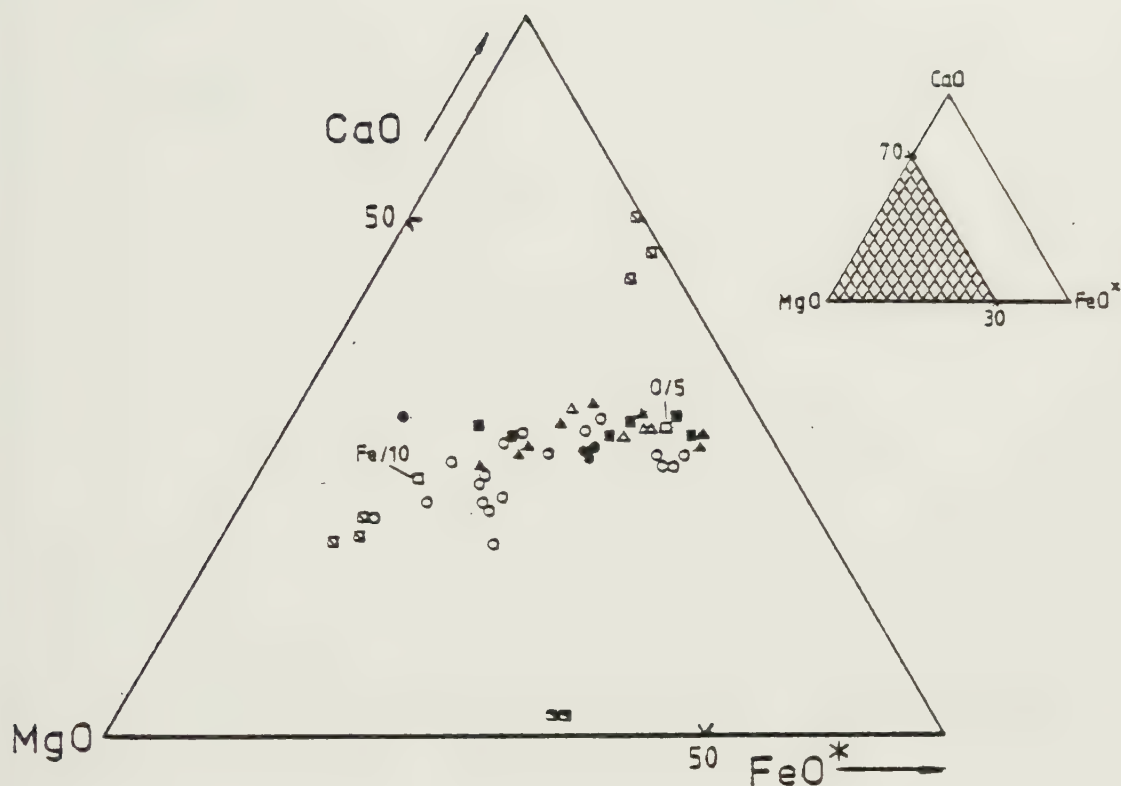


Abb.39 Lage der analysierten Amphibole im Dreieck CaO-MgO-FeO*. Symbolerklärung:

- farblose bis blaßgrüne blastische Hornblende (IIIa).
- grüne bis braune blastische Hornblende (IIIb).
- △ grüne Diablastikhornblende (IIa).
- ▲ grünbraune bis braune Diablastikhornblende (IIb).
- Fe/10 - Hornblende I vom Silberberg bei Hinterzarten.
- ◻ O/5 - Hornblendeanalyse von einem gewöhnlichen Amphibolit.
- Granatkorona-Hornblende (IIc).
- ◻ Aktinolith
- ◼ Gedrit

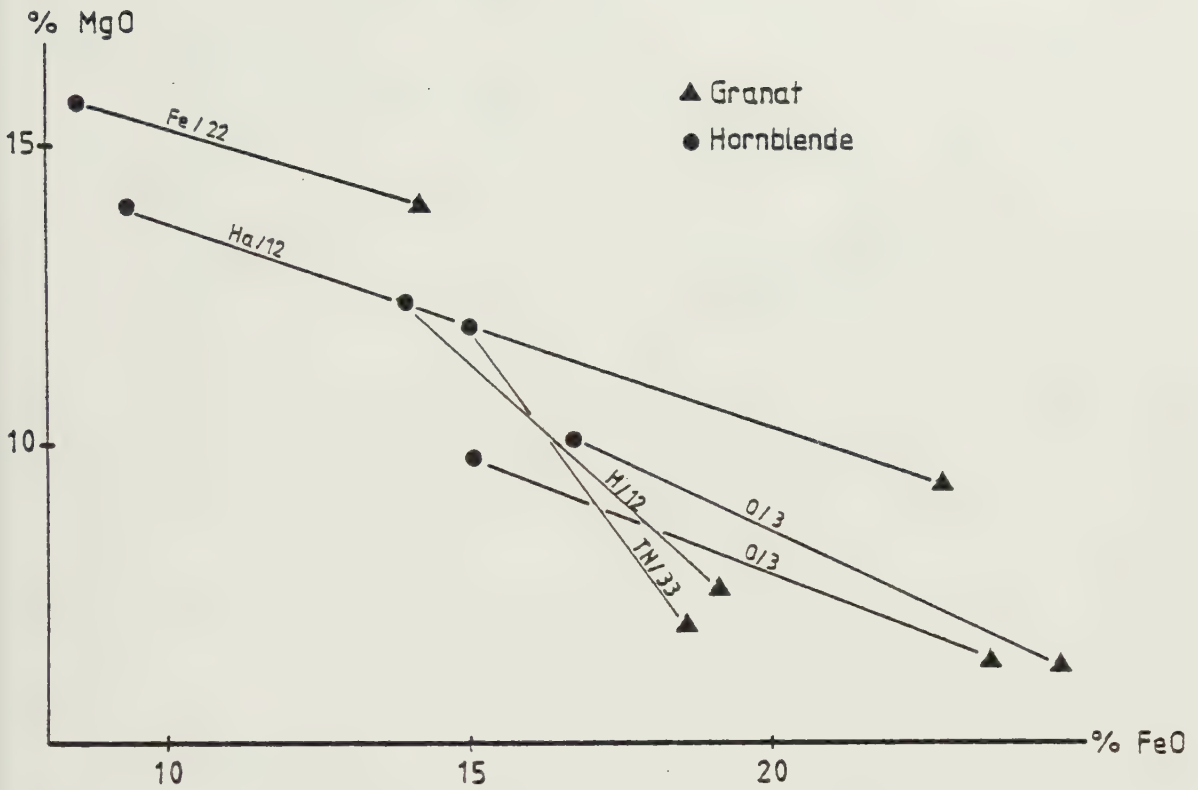


Abb.40: FeO/MgO-Verhältnis von Granat-Koronahornblende-Paaren. Für die Hornblenden entspricht FeO dem Gesamteisen. Symbole wie in Abb.39.

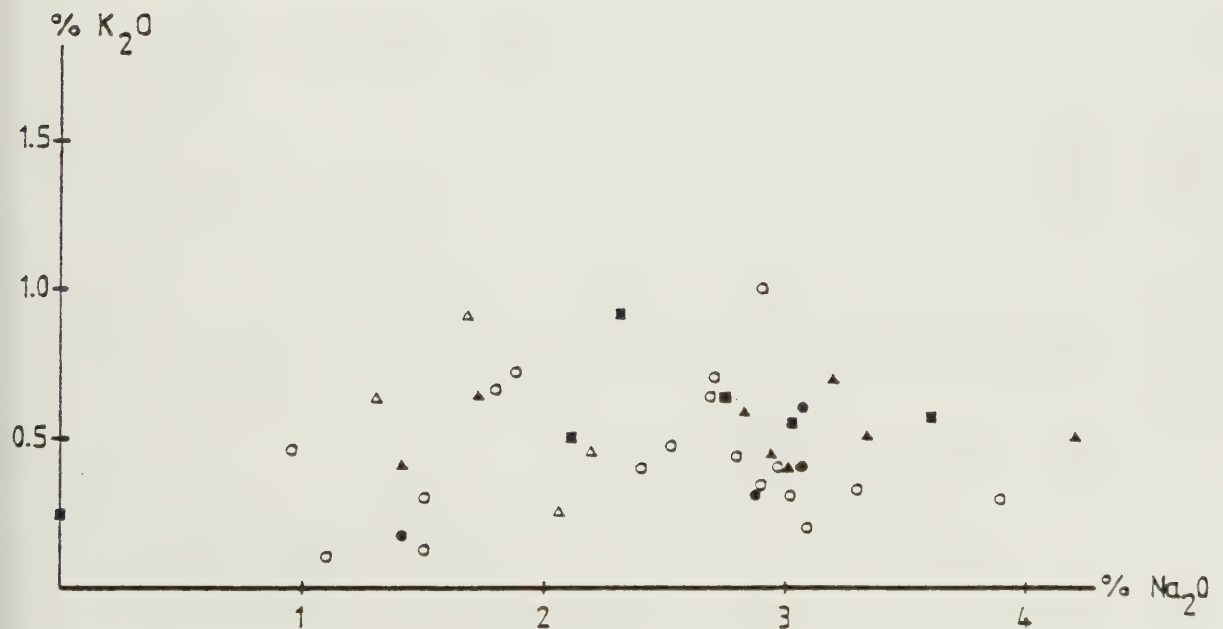


Abb.41: Das Diagramm Na₂O/K₂O mit Lage der analysierten Amphibole. Symbole wie in Abb.39.

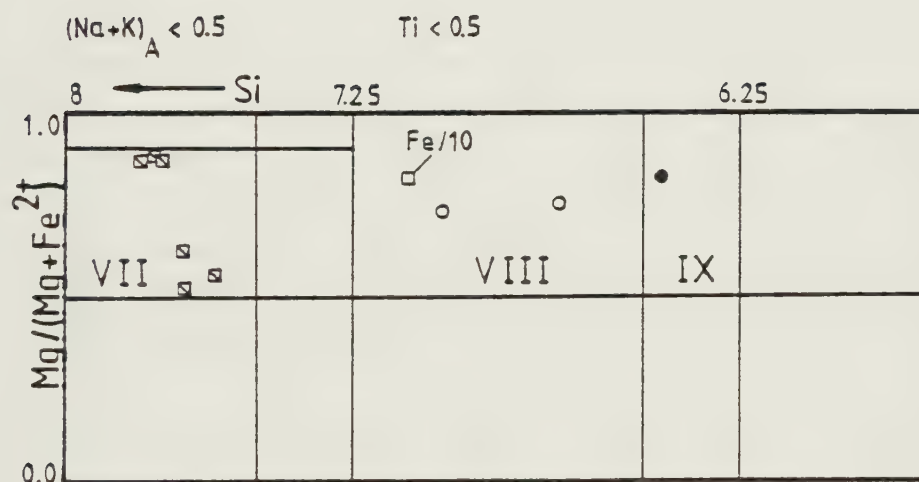
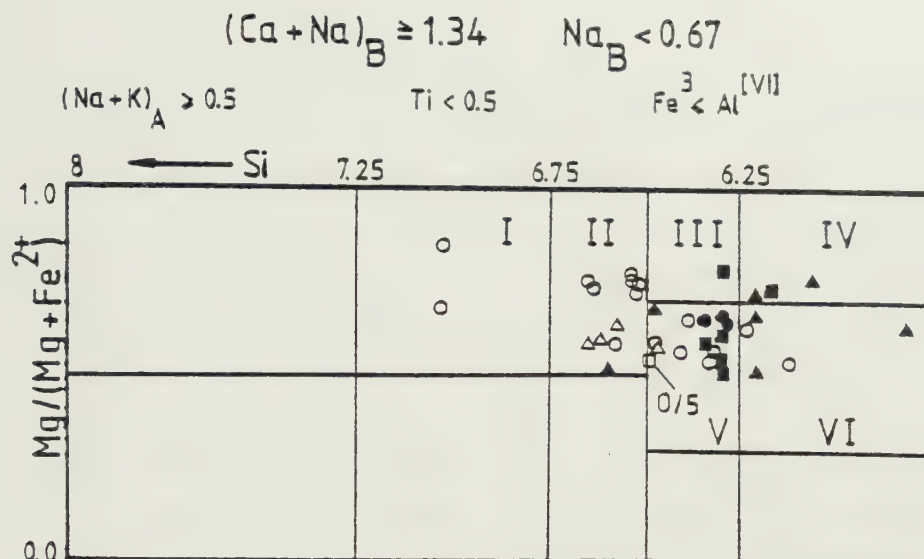


Abb.42: Einteilung der Ca-Amphibole nach LEAKE (1978).
Symbole wie in Abb.39. Die nummerierten Felder bedeuten:

- | | | | |
|-----|-------------------------------|------|------------------------|
| I | Edenit | II | Edenitische Hornblende |
| III | Pargasit. Hornblende | IV | Pargasit |
| V | Eisenpargasitische Hornblende | VI | Eisen-Pargasit |
| VII | Aktinolith | VIII | Magnesio-Hornblende |
| IX | Tschermakitische Hornblende | | |

Charakteristisch für die braunen Hornblenden sind ihre hohen TiO_2 -Gehalte. In der Darstellung $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$ (Abb.43) wurden alle Hornblendeanalysen aufgetragen und ein unterer Grenzwert von ~ 1.5 Gew. % TiO_2 für die braunen Amphibole ermittelt. Interessant in diesem Zusammenhang ist die stetige Abnahme von TiO_2 mit steigendem SiO_2 -Gehalt bei den farblosen bis blaßgrünen Hornblendeblasten IIIa.

Die hohen Ti-Konzentrationen der braunen Amphibole stehen nach mikroskopischen Befunden in direktem Zusammenhang mit dem Vorhandensein der Erzphase Ilmenit. Das Bild vermittelt den Eindruck eines früheren Gleichgewichts beider Minerale, wobei der Ilmenit als Kristallisationsbasis für den Amphibol diente. Unter geänderten physikalisch-chemischen Bedingungen, die zur Instabilität des Ilmenits führten, könnte eine Ti-Diffusion und damit der Einbau in das Amphibolgitter erfolgt sein. Mehrere Messungen innerhalb eines Hornblendekristalls der Probe O/7 (Maisachtal) zeigten eine zunehmende Ti-Anreicherung mit Annäherung an den Ilmenit. WIKSTRÖM (1970 c) beobachtete im Symplektit eines norwegischen Eklogits kleine Rutilkörner, umgeben von besonders Ti-reicher Hornblende und führte dies ebenfalls auf mögliche Diffusionsvorgänge zurück.

Eine Sonderstellung nehmen zwei Analysen ein, die sowohl chemisch als auch optisch aus dem übrigen Rahmen herausfallen. Die mit Granat und Klinopyroxen koexistierende Hornblende I vom Silberberg bei Hinterzarten ist eine Mg-Hornblende (innerhalb der Ca-Amphibolgruppe) und die langprismatische braune Hornblende aus dem Vorkommen von Merzhausen bei Freiburg sowie von der "Halde Tannenboden" bei Wieden ist ein orthorhombischer Amphibol (Gedrit) im Sinne von LEAKE (1978). Gedritamphibolite wurden auch vom Sternwaldtunnel bei Freiburg (EIGENFELD-MENDE 1948) und vom Dattler am Schloßberg bei Freiburg (OSANN 1927) beschrieben. Amphibole dieser Zusammensetzung sind sowohl in

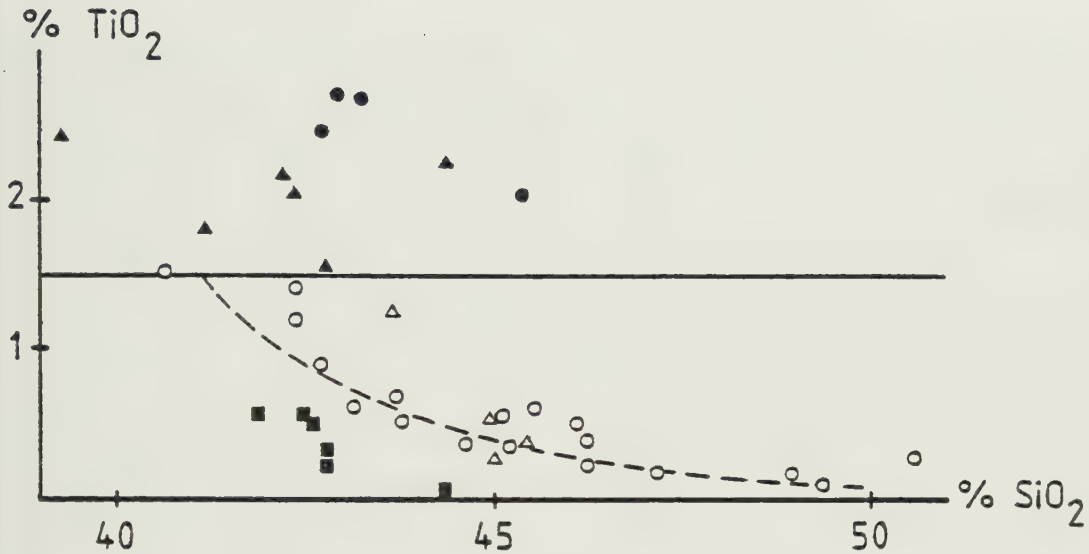


Abb43: Das Diagramm $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$ mit Lage der analysierten Amphibole. Symbole wie in Abb.39. Über der durchgezogenen Linie sind braune Hornblenden zu finden, darunter liegen farblose bis grüne Hornblenden. Die gestrichelte Linie verdeutlicht die Beziehung zwischen grünen Amphibolen (relativ Ti-reich und Si-arm) und den farblosen bis blaßgrünen Amphibolen (relativ Ti-arm und Si-reich).

retrograden Eklogiten als auch in gewöhnlichen Amphiboliten nicht häufig.

VIII. M E T A M O R P H O S E B E D I N G U N G E N

1. Das Eklogitstadium

Für unsere eklogitogenen Gesteine wird angenommen, daß sie während einer ersten Metamorphose annähernd gleichen Bildungsbedingungen unterworfen waren. Die dabei entstandene Paragenese Granat + Omphazit ± Quarz ± Disthen ± Rutil ist allerdings in keinem der Vorkommen mehr vollständig erhalten. Wegen der vielschichtigen Abbauvorgänge an den Phasen dieser ersten Metamorphose lassen sich erst recht kaum Rückschlüsse auf die präeklogitische Entwicklung ziehen. Am wahrscheinlichsten erscheint ein prograder Basalt-Eklogit-Übergang ohne ein dazwischengeschaltetes Amphibolitstadium; gegen letzteres sprechen u.a. die untersuchten Einschlüsse im Granat, die allenfalls der Eklogitparagenese oder jüngeren Bildungen zugeordnet werden können. Dieselben Vorstellungen werden auch von MOTTANA et al. (1968) und MATTHES et al. (1975) vorgebracht. Außerdem kann schwerlich angenommen werden, daß die hohen Temperaturen (700 - 900° C) der experimentell bestimmten Amphibolit-Eklogit-Umwandlung (ESSENE et al. 1970) erreicht wurden.

Die im Bereich der Thermodynamik und insbesondere in der Entwicklung von Geothermometern beachtlichen Fortschritte der letzten Jahre erlauben eine relativ genaue Angabe von Bildungstemperaturen. Das Prinzip solcher Temperaturabschätzungen basiert auf der Abhängigkeit der Verteilungsgleichgewichte koexistierender Mineralphasen von Druck und Temperatur.

Eine Anzahl von Gesteinen, darunter auch Eklogite, beinhalten die Paragenese Granat + Klinopyroxen, die von mehreren Autoren (PERCHUK 1968, RÄHEIM & GREEN 1974, ELLIS & GREEN 1979, SAXENA 1979, GANGULY 1979, DAHL 1980) zur Erstellung

von Geothermometern benutzt wurde.

Beim Gebrauch der verschiedenen Methoden ist zu beachten, daß Granat und Klinopyroxen als Berührungsparagenese vorliegen müssen, was bezüglich unserer Eklogitamphibolite nur noch bedingt zutrifft. Deshalb sollten die im folgenden erschlossenen p,T-Bedingungen vorsichtig beurteilt werden. Sechs Granat-Klinopyroxen-Paare dienen als Grundlage für die Abschätzung der Temperatur während der Eklogitbildung. Die T-abhängige Ca-Verteilung zwischen Granat und Klinopyroxen benutzt PERCHUK (1968) zur Erstellung eines Isothermendiagramms (Abb.44). Demnach ergibt sich für unsere Mineralpaare ein Temperaturintervall von 570 - 645° C, in das auch andere "common eclogites" gestellt werden (MATTHES et al. 1975, SCHMIDT 1976). Ein weiteres Verfahren zur T-Ermittlung bietet sich mit der Gleichung

$$T (^{\circ} K) = \frac{3686 + 28.35 \cdot P \text{ (kbar)}}{\ln K_D + 2.33}$$

von RÄHEIM & GREEN (1974) an. Dabei muß eine der beiden Unbekannten (Druck oder Temperatur) vorgegeben werden. Der Verteilungskoeffizient "K_D" kann aus den Mineralen Granat und Klinopyroxen wie folgt errechnet werden:

$$K_D = \frac{(FeO/MgO)_{Gn}}{(FeO/MgO)_{Kpx}}$$

Eine untere Druckgrenze ist zumindest durch die Anwesenheit von Disthen gegeben; sie ist bei Temperaturen von 600° C nach den experimentellen Daten von RICHARDSON et al. (1969) größer als 5 kbar. Unter Bezugnahme auf experimentelle Studien von HOLLAND (1979) wird von KROGH (1980 b) die Stabilitätsgrenze von Omphazit mit DiJd₄₅ angegeben. Solche Pyroxenzusammensetzungen haben auch unsere Gesteine, so daß eine weitere Druckeinengung in den Bereich von 10 - 12 kbar bei Temperaturen von 570 - 645° C ermöglicht wird.

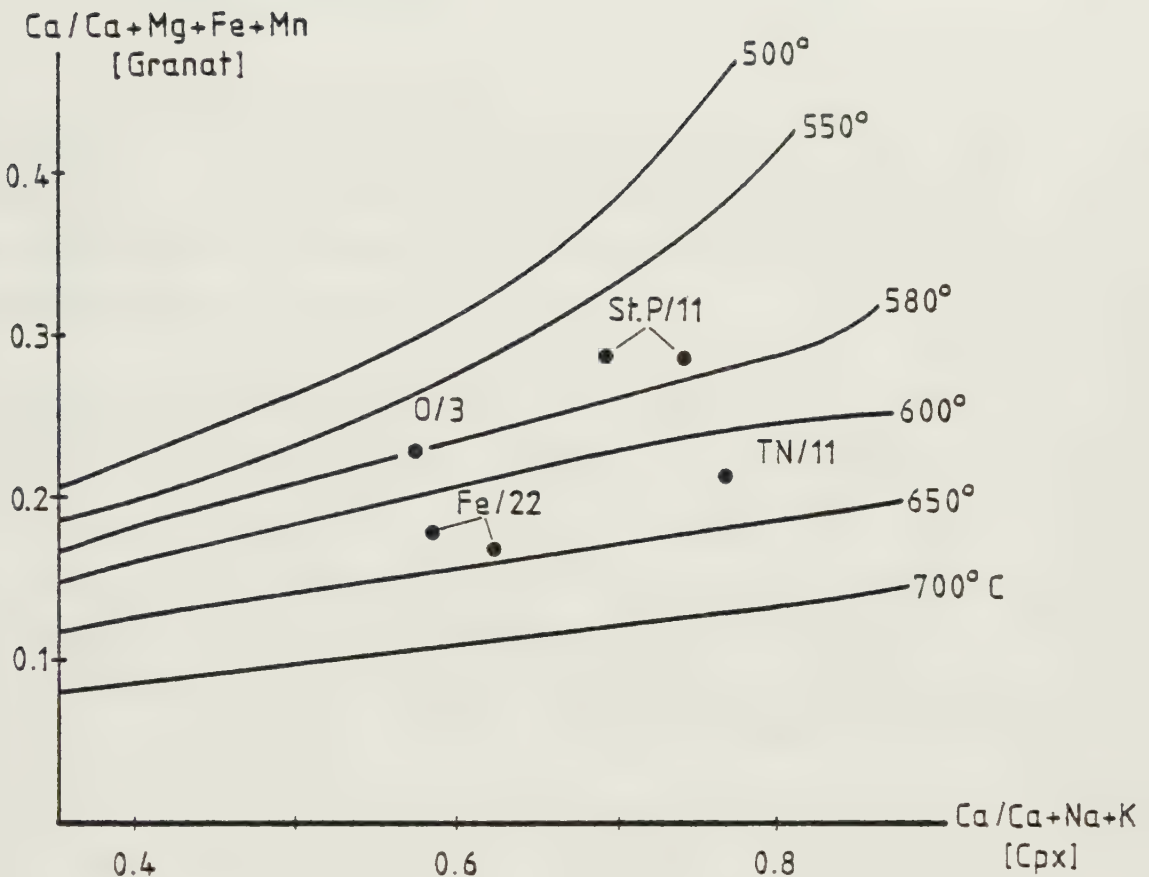


Abb.44: Das Isothermendiagramm der Ca-Verteilung zwischen Granat und Klinopyroxen nach PERCHUK (1968). Eingezeichnet sind sechs Mineralpaare aus vier Gesteinen des Typs II.

Mit Druckvorstellungen von 10 - 12 kbar resultieren aber aus der umseitigen Gleichung Temperaturen von 630 - 740° C und ergeben somit einen gegenläufigen Trend zu den nach PERCHUK (1968) ermittelten Temperaturen. Das heißt, der nach PERCHUK erhaltene niedrigste Wert (570° C) widerspricht dem höchsten Wert (740° C) nach der Methode von RÄHEIM & GREEN (1974). Eine Ausnahme bildet die relativ reliktsche Probe Fe/22, deren Mineralpaare mit beiden Methoden ähnliche Temperaturen ergeben (630° C bzw. 645° C).

In der Beziehung

$$T (^{\circ} \text{K}) = \frac{3104 \cdot x_{\text{Ca}}^{\text{Gn}} + 3030 + 10.86 \cdot P \text{ (kbar)}}{\ln K_D + 1.9034}$$

nach ELLIS & GREEN (1979) resultiert bei einem angenommenen Druck von 10 kbar eine Temperatur von 652°C , so daß mit zwei druckabhängigen und einem druckunabhängigen Geothermometer für die Probe Fe/22 Temperaturen von $\sim 640^{\circ} \text{C}$ angenommen werden können.

Dies könnte ein Anzeichen dafür sein, daß lediglich der hohe K_D -Wert (7.9) der Probe Fe/22 die Gleichgewichtsverhältnisse im Eklogitstadium widerspiegelt, während die anderen Mineralpaare mit K_D -Werten < 6 nicht im Streubereich ($\sim K_D 6 - 15$) der publizierten Werte für Eklogite in Gneisumgebung liegen (MATTHES et al. 1975). Demnach ist eine Veränderung im Chemismus von Granat und Klinopyroxen (Fe-Mg-Austausch) während des retrograden Metamorphoseverlaufes nicht auszuschließen.

Nach den von anderen Autoren aufgestellten T-Berechnungen (SAXENA 1979, GANGULY 1979, DAHL 1980) resultieren für die vorliegenden Mineralpaare wesentlich höhere Temperaturen, die für unsere Gesteine nicht vertretbar erscheinen. Die Autoren weisen auch darauf hin, daß Na-reiche Klinopyroxenzusammensetzungen in ihrer Kalkulation im Vergleich zu der von RÄHEIM & GREEN (1974) eine beträchtliche Temperaturdiskrepanz ergeben, die erst durch künftige Miteinbeziehung der Na-Komponente in den Pyroxenmodellen ausgeglichen werden kann.

Aus den wenigen vorliegenden Einzeldaten ist also für die Eklogitparagenese nur eine grobe Abschätzung der p,T-Bedingungen möglich. Das T-Intervall von $570 - 645^{\circ} \text{C}$ ist auf der Basis der Ca-Verteilung zwischen Granat und Klinopyroxen

pyroxen relativ eng eingegrenzt. Die K_D -Werte zweier Mineralpaare und die Stabilitätsgrenzen jadeitreicher Klinopyroxene führen zu einer Druckvorstellung von etwa 10 - 12 kbar. Es könnten mit der Anwesenheit von primärem Rutil in einigen relikthischen Gesteinen (z.B. Fe/22 und Fe/10) sogar Drucke von ≥ 14 kbar angenommen werden (HELLMAN & GREEN 1979), wenn man die Gültigkeit auch für niedrigere Temperaturen voraussetzt. Diese Autoren zeigen in einem p,T-Diagramm die Stabilitätsbereiche für Titanit, Rutil und koexistierenden Titanit + Rutil in Gesteinen olivintholeitischer Zusammensetzung, wobei im T-Bereich von 700 - 1000° C der Druck konstant bleibt.

2. Das posteklogitische Stadium

Die nacheklogitischen Abbaustadien können nach dem Dünnschliffbefund in mehrere Stufen gegliedert werden. Da sie aber oft ineinander übergreifen, ist es äußerst schwierig, die unter den jeweiligen Gleichgewichtsbedingungen stabilen Mineralparagenesen zu bestimmen.

Als für den Schwarzwald neue Beobachtung ist hervorzuheben, daß die Eklogite vor der großräumigen Amphibolitisierung in eine Fazies eintraten, in der Granat und Quarz zu Orthopyroxen und Plagioklas reagierten und weiterhin "trockenen" Bedingungen ausgesetzt waren. Im umgebenden Paragneis werden nur selten Hochdruck-Mineralen angetroffen. Gelegentlich beobachtet man jedoch Granat-Disthen-Gneise (s. Kap. V.4.), Disthen-Sillimanit-Gneise (WIMMENAUER, mündl. Mitt.) und sogar Gneise mit granulitfazieller Tendenz (EIGENFELD 1952, GROSCHOPF 1980) die aber nirgendwo im direkten geologischen Verband mit eklogitogenen Gesteinen assoziiert sind. Die im Untersuchungsgebiet Überwiegenden amphibolitfaziellen Paragneise (Abukuma-Typ) weisen keine fazieskritischen Hochdruck-

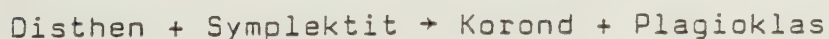
Reliktphasen mehr auf, sodaß ihre präamphibolitische Metamorphosegeschichte noch ungeklärt bleiben muß.

Ausgehend von der Eklogitparagenese Granat + Omphazit ± Quarz ± Disthen ± Rutil stellt die Reaktion



den Beginn des Eklogitabbaus dar und wird als sehr empfindlicher Indikator für geänderte p,T-Bedingungen bewertet. Steht Quarz als Reaktionspartner nicht zur Verfügung, so ist mit einer Abwanderung von Kationen aus den Reaktionsprodukten zu rechnen (s. S.38). WIKSTRÖM (1970 c) äußert sich dahingehend, daß der Pyroxenzerfall auf eine Druckabnahme und/oder Temperaturerhöhung zurückzuführen sei; LEYRELOUP et al. (1975) sehen in der Symplektitbildung eine typische Reaktion unter Bedingungen der hochtemperierten Granulitfazies.

Neben den Zerfallerscheinungen des Omphazits sind insbesondere die Abbauvorgänge am Disthen (dunkle Nester) "typomorph" für die eklogitogenen Metabasite (vgl. EIGENFELDMENDE 1948) und könnten vielleicht ähnlichen thermodynamischen Bildungsbedingungen wie der Omphazitzerfall zugeordnet werden. Nach unseren Beobachtungen zerfällt der Disthen niemals isochemisch in Korund + Quarz, sondern immer allochemisch in Korund + Spinell + Plagioklas, wobei die erforderlichen Kationen Fe, Mg, Ca und Na möglicherweise aus dem simultan gebildeten Symplektit stammen. Die von LEYRELOUP et al. (1975) beschriebenen Eklogite von "Haut-ALLIER" zeigen einen vergleichbaren Disthenzerfall. Es wird darauf hingewiesen, daß bei der Reaktion



der hinzutretende Spinell sich dort erst später auf Kosten

von Korund bildet. Sowohl der Omphazitzerfall als auch die Disthenumwandlung sollen nach diesen Autoren unter den Bedingungen der Hochtemperatur-Granulitfazies stattgefunden haben. Aus der Literatur sind aber keine Beiträge bekannt, die eine genauere Lokalisierung der Teilparagenese Korund + Spinell + Plagioklas im p,T-Feld der Metamorphose ermöglichen könnten.

Nach dem Omphazitzerfall und vielleicht parallel mit den ersten Abbauerscheinungen am Disthen verlief die Neubildung von Orthopyroxen. Die Bildungsreaktion ist nach dem Befund am Gefüge als



zu formulieren. Mit der von WOOD (1975) angegebenen Reaktionsisograde (s. Abb.45) kann für unsere Orthopyroxenbildung bei Temperaturen von etwa 700° C ein Druck von ~ 9 kbar angenommen werden. Nach der Auffassung verschiedener Autoren (BOYD & ENGLAND 1959, WILSON 1976) kann der Al₂O₃-Gehalt des Orthopyroxens in direkten Zusammenhang mit den Druckverhältnissen bei seiner Bildung gebracht werden. Demnach sollten unsere Al-armen Orthopyroxene einem mittleren Druckbereich der Granulitfazies zugeordnet werden. Im Sinne von DE WAARD (1965) wäre für dieses Metamorphosestadium der eklogitogenen Gesteine der Terminus "Pyroxen-Granulite" zu gebrauchen, synonym zu "intermediate-pressure granulites" (RINGWOOD 1975) und Gesteinen der "hypersthene-plagioclase-granolite subzone" (WINKLER 1979).

Im Gegensatz zu EIGENFELD-MENDE (1948), die für die eklogitogenen Metabasite des Schwarzwaldes in der Mineralparagenese Korund + Spinell + (Plagioklas) + Diopsid den Übergang der Gesteine in die Hornfelsfazies sieht, wird nach den angeführten Befunden der Durchgang durch die Pyroxen-Granulitfazies angenommen.

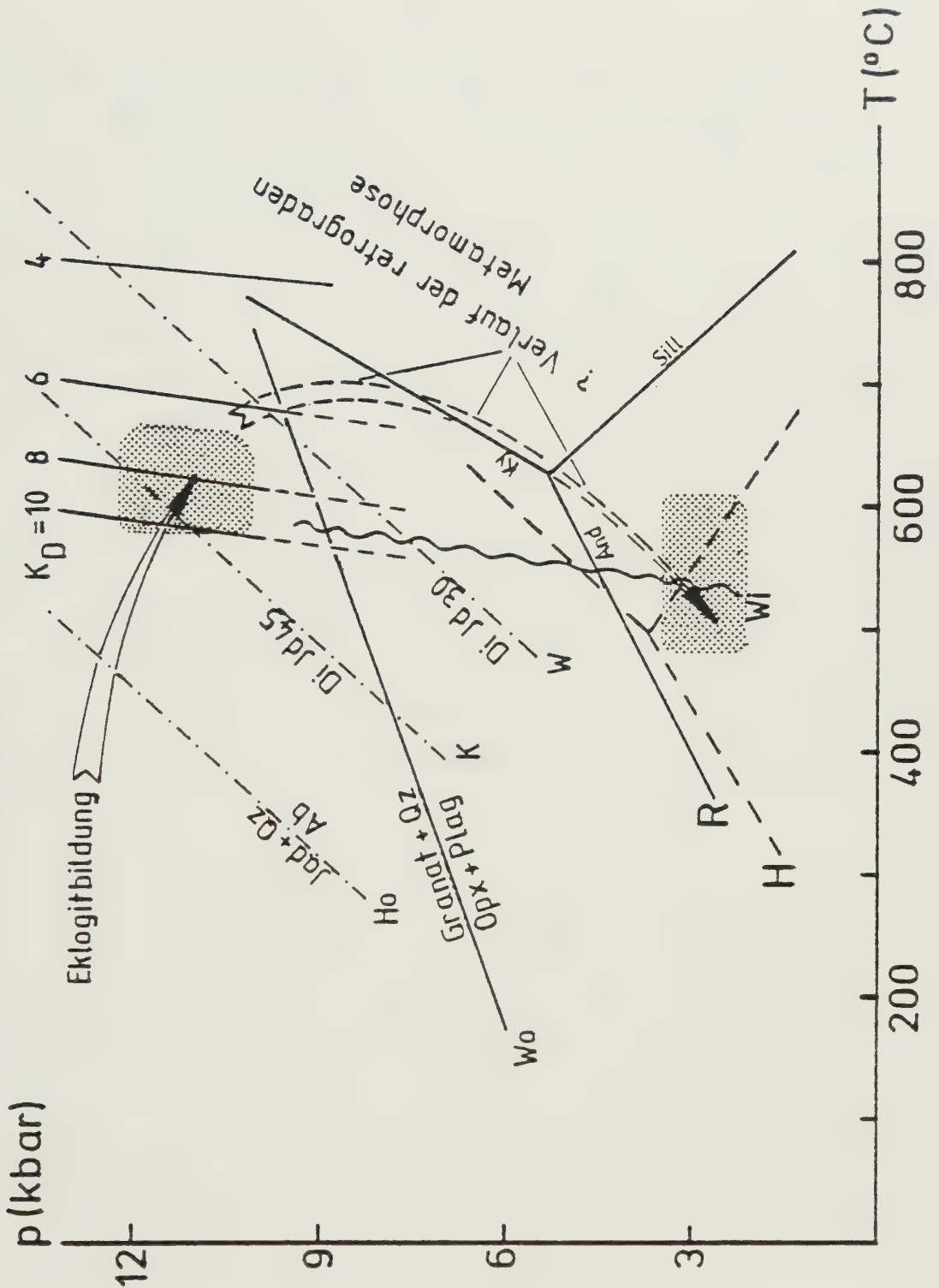


Abb.45: Druck-Temperatur-Diagramm zur Abschätzung der Bildungsbedingungen des Eklogits. Der gestrichelte Pfeil gibt den möglichen Verlauf der retrograden Metamorphose an. Die Abkürzungen bedeuten: Ho = HOLLAND (1979), K = KROGH (1980 b), W = WIKSTRÖM (1970 a), Wo = WOOD (1975), R = RICHARDSON et al. (1969), H = HOLDAWAY (1971), Wi = WINKLER (1979, Grenze Amphibolit-Grünschieferfazies, K_D-Werte nach RAHEIM & GREEN (1974).

Im Anschluß an dieses Ereignis wurden viele der Metabasite einer Regionalmetamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen unterworfen. Intensive retrograde Prozesse konnten besonders in jenen Bereichen wirksam werden, die durch Schieferung und schwache Faltung Bewegungsvorgänge widerspiegeln. Zu diesem Zeitpunkt hatte H_2O genügend Zutritt in das System, sodaß Hornblende und später auch Biotit die dominierenden Mafitminerale wurden. In dieses Stadium gehört vermutlich die Anpassung der Metamorphosebedingungen an den umgebenden Paragneis mit einem relativ niedrigen p, T -Gradienten (Hochtemperatur-Amphibolitfazies).

Die amphibolitfazielle Überprägung der eklogitischen Gesteine ist durch die weiträumige Bildung von Hornblende und Plagioklas gekennzeichnet. Der Granat wird zunehmend durch Kelyphit und der Symplektit durch eine gröbere Hornblende-Plagioklas-Diablastik ersetzt, die im weiteren Verlauf der Metamorphose zu grobblastischen Hornblende-Plagioklasgefügen umsprosst.

SPEAR (1980.) präsentiert ein Geothermometer für Hornblende-Plagioklas-Gleichgewichtspaare in Metabasiten, das auf dem NaSi-CaAl-Verteilungsgleichgewicht zwischen Plagioklas und Hornblende beruht. Es wird gezeigt, daß Änderungen im Metamorphosegrad einen systematischen Wechsel im Chemismus der beiden Mineralphasen bewirken, wobei die Druckbedingungen wenig relevant sind. Für unsere Mineralassoziationen ergeben sich aufgrund der Beziehung $\ln (X_{An}/X_{Ab})$ im Plagioklas gegen $\ln (Ca, M4/Na, M4)$ im Amphibol (Abb.46) folgende Temperaturen:

- a. $550 \pm 50^\circ \text{ C}$ bis $630 \pm 50^\circ \text{ C}$ für Hornblende-Plagioklas-Paare der Granatkoronen und
- b. $\sim 510 \pm 50^\circ \text{ C}$ für Hornblende-Plagioklas-Paare der Diablastik und für ein Hornblende-Plagioklas-Paar eines gewöhnlichen Amphibolits.

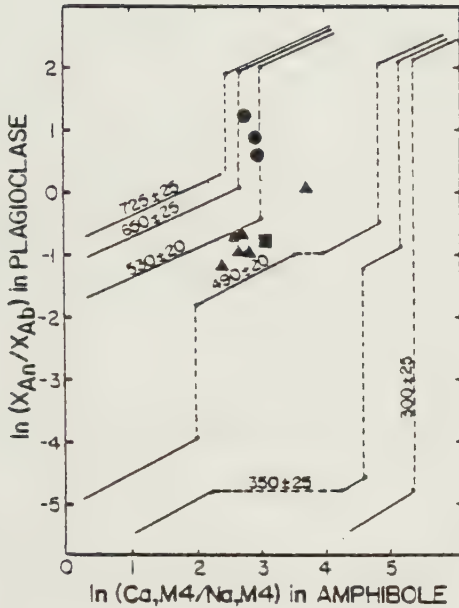


Abb.46: Lage der analysierten Mineralpaare in der graphischen Darstellung $\ln K_D(\text{Plagioklas})$ gegen $\ln K_D(\text{Amphibol})$ nach SPEAR (1980). Mineralpaare von der:

- Granatkorona
- ▲ Diablastik
- gewöhnlicher Amphibolit

Die Abweichung von $\pm 50^\circ \text{ C}$ ist nach Aussagen von SPEAR für Mikrosondenanalysen anzugeben, weil die umstrittene Fe^{3+} -Berechnung zu unterschiedlichen Besetzungen von Na auf dem M4-Platz im Amphibolgitter führt und dadurch größere Temperaturdifferenzen errechnet werden können.

Bei vorsichtiger Interpretation bestehen somit Hinweise für hohe Bildungstemperaturen der Granatkoronen, was auch mit den geringen Na-M4-Werten der Amphibole und den hohen An-Gehalten der Plagioklase zu vereinbaren ist (SPEAR 1980 und 1981). Demgegenüber kann die Bildung der Diablastik unter mittelgradigen amphibolitfaziellen Bedingungen als sehr wahrscheinlich angenommen werden. HANUS & BÜSCH (1981) gelangen aufgrund der Koexistenz von Ilmenit und Titanomagnetit in gewöhnlichen Amphiboliten des zentralen und südlichen Schwarzwaldes zu vergleichbaren Temperaturen ($\sim 500^\circ \text{ C}$).

Mit weiterem Druck- und Temperaturabfall werden einige Metabasite vom "medium-grade" in den "low-grade" Metamorphosebereich (WINKLER 1979) mit der Paragenese Epidot/Klinozoisit + Aktinolith + Chlorit überführt.

Bildungsbedingungen und -mechanismen von Muskovit in den Disthenpseudomorphosen sind schwer zu erklären. SCHMIDT (1976) beschreibt im Abbaubereich des Disthens ebenfalls Hellglimmersäume und nimmt dort folgenden Reaktionsablauf an:



Nach den experimentellen Ergebnissen ist der Verlauf der Reaktionskurve mit ~ 2 kbar/500° C und ~ 5 kbar/580° C festgelegt. Korund wäre demnach bei höheren Drucken in der Amphibolitfazies noch stabil. Vielleicht hat eine ähnliche Reaktion mit zusätzlicher Spinellphase und K^+ in unseren Gesteinen zur Bildung von Muskovit geführt. Der vollkommene Zerfall der Disthenpseudomorphosen in Muskovitnester zusammen mit der Mineralparagenese Aktinolith + Epidot/Klinozoisit + Chlorit bedeutet schließlich den Übergang einiger Gesteine von der Amphibolit- in die Grünschieferfazies.

Im Folgenden wird ein vereinfachtes Modell zur metamorphen Entwicklung der eklogitogenen Metabasite im Schwarzwald vorgestellt:

1. Prograde Metamorphose von Basalt zu Eklogit - Eklogitfazies.
2. Durchlaufen eines Faziesbereiches, in dem Omphazit zu Symplektit, Granat teilweise in Orthopyroxen + Plagioklas und Disthen in Korund + Spinell + Anorthit umgewandelt werden - Pyroxen-Granulitfazies.
3. Retrograde Metamorphose in die Amphibolitfazies.
4. Retrograde Metamorphose in die Grünschieferfazies (nur lokal).

Nach diesem Schema muß von einer ersten Metamorphose unter relativ hohen Drucken und mittleren Temperaturen ausgegangen werden, in deren weiterem Verlauf zunächst eine leichte Temperaturerhöhung und geringer Druckabfall, später dann eine fortschreitende Druck- und Temperaturabnahme stattfand.

Aufgrund der Beobachtungen am Gefüge fanden die Mineralumwandlungen häufig ohne wesentliche Durchbewegung statt; Koronabildungen, Symplektit und die Disthenpseudomorphosen lassen oft noch die Umrissse des gröberen Eklogit-Ausgangsgefüges erkennen. In anderen Fällen ist eine Deformation der Gefügeeinheiten nachweisbar, die im Stadium der Amphibolitisierung sehr ausgeprägt werden kann. Im Bereich der Anatexis II sind die Gesteine oft grobblastisch umkristallisiert.

Tab.10: Entwicklungstrend primärer und sekundärer Eklogitminerale im Verlauf der retrograden Metamorphose.

Minerale	Eklogitfazies	Granulitfazies	Amphibolitfazies	Grünschieferfazies
Granat	Mg-betont	— — — — —	— Fe-betont — — —	—
Omphazit	—	—	—	—
Disthen	—	— — — — —	—	—
Quarz	—	—	—	—
Rutil	—	— — — — —	—	—
Diopsid	—	—	— — — — —	—
Hypersthen	—	—	— — — — —	—
Korund	—	—	— — — — —	—
Spinell	—	—	— — — — —	—
Plagioklas	—	—	—	—
Hornblende	—	—	—	— — — — —
Ilmenit	—	—	—	— — — — —
Biotit	—	— — — — —	—	— — — — —
Muskovit	—	—	— — — — —	—
Chlorit	—	—	—	—
Aktinolith	—	—	—	—
Epidot/Klinozoisit	—	—	—	—

IX. MODELLE ZUR GEOTEKTONISCHEN
STELLUNG DER EKLOGITE IM
SCHWARZWALD.

Die Problematik vieler Eklogitvorkommen im zentraleuropäischen Varistikum besteht einerseits in ihrer komplizierten Metamorphosegeschichte und andererseits in ihrer Stellung als Hochdruck-Gesteine im Verband mit niedriger metamorphen Metasedimenten.

Im Gneisgebiet des mittleren Schwarzwaldes sind die retrograden Eklogite weit verbreitet und anscheinend unregelmäßig verteilt, wenn auch am Süd- und Südostrand dieses Areals eine gewisse Häufung festzustellen ist. Mit der Interpretation dieser Gesteine als ehemalige basaltische Gänge oder Lagergänge innerhalb einer mächtigen Geosynklinalsedimentserie und einer prograden Metamorphose (in situ-Metamorphose) bei Drucken von etwa 10-12 kbar stellt sich die Frage, ob solche Drücke in diesem Rahmen durch eine entsprechende Überlagerung oder durch einen zusätzlichen vorübergehenden tektonischen Überdruck (Deckenüberschiebung?) erreicht werden konnten. Dies würde auch bedeuten, daß die jetzigen Paragneise unter diesen Bedingungen entweder zu Granuliten (trockene Bedingungen) überprägt wurden oder schon anatektisch waren. Für beides gibt es kaum mehr Hinweise, zumal nach der regionalmetamorphen Überprägung und der zweiten Anatexis mögliche Reliktphasen eines Hochdruck-Ereignisses auch nicht zu erwarten sind. Im Falle des Sächsischen Granulitgebirges (BEHR 1961), des SE-Randes der Böhmisches Masse (DUDEK et al. 1974) und des Zentralmassives (LASNIER 1977) konnte jedoch gezeigt werden, daß die dort vorkommenden "Anatexitgneise" als Zerfallsprodukte ehemaliger Granulite aufzufassen sind.

Das Subfluenzmodell im Sinne von BEHR (1978) durch Überlappen zweier Krustensegmente vermag zwar die notwendigen Drucke zu erklären, fordert aber auch die Existenz bedeutender und tiefreichender Scherbahnen, auf denen sowohl basische als auch saure Granulite wieder in höhere Krustenniveaus abgequetscht werden können. Solche Bewegungsbahnen konnten für den Schwarzwald bisher nicht nachgewiesen werden, und es müßten darüber hinaus eine große Anzahl von Scherzonen existieren, um die unregelmäßige Verteilung der Eklogitvorkommen im zentralen Schwarzwald zu erklären.

Dasselbe Problem stellt sich auch bei der Annahme einer ehemaligen Subduktionszone. Für diese Theorie fehlen zudem die typischen Hochdruck-Niedrigtemperaturparagenesen und gesicherte Hinweise auf die Existenz ozeanischer Kruste. Möglicherweise können aber die wenigen, kleinen Ultramafitkörper im Schwarzwaldkristallin, die derzeit von Herrn Dipl.-Min. K. BAATZ am hiesigen Institut untersucht werden, zur Klärung der Problematik weiter beitragen.

X. Z U S A M M E N F A S S U N G

In der "monotonen Paragneisserie" des mittleren Schwarzwaldes treten häufig kleine Metabasitkörper mit eklogitischen Mineral- und Gefügerelikten auf. Ihr Vorkommen in Form von Linsen oder langgestreckten Schollen und ihre unregelmäßige Verbreitung deuten auf ehemalige Gänge oder Lagergänge hin. Die im o.g. Gneisgebiet ebenso verbreiteten Amphibolite i.e.S. können zum Teil als metamorphe Weiterbildung der eklogitogenen Metabasite interpretiert werden, während die in Wechsellagerung mit Leptiniten assoziierten Amphibolite wohl eher auf tuffitische Lagen hinweisen.

Aufgrund der petrographischen Untersuchungen kann von einem disthenführenden Typ I ein disthenfreier Typ II unterschieden werden. Zur weiteren Charakterisierung, besonders auch in geochemischer Hinsicht, wurden die beiden Typen in Abhängigkeit ihres Umwandlungsgrades in jeweils 4 Gruppen unterteilt. Hierbei zeigt sich, daß mit vom Eklogit her zunehmender Umwandlung eine regelmäßige Zunahme von Kalium, Rubidium, Barium, Wasser und eine weniger prägnante Abnahme anderer Elemente besteht und somit die Eklogit-Amphibolit-Umwandlung nicht isochemisch verlaufen ist.

Generell haben die eklogitogenen Gesteine im Chemismus der Haupt-, Neben- und Spurenelemente basaltische Zusammensetzungen. Der geochemische Vergleich mit bestimmten Basalttypen führt zu der Annahme, daß, trotz allochemischer Reaktionen während der Metamorphose, die disthenfreien Gesteine tholeiitischen und die disthenführenden mehr "high alumina"-basaltischen Chemismus haben.

Die aus Mineralparagenesen, Mineralzusammensetzungen und der Ca-, Fe^{2+} -Mg-Verteilung zwischen koexistierenden Phasen erschlossenen Metamorphosebedingungen ergeben für die Eklogitbildung ein Temperaturintervall von 570-650°C und Drucke von 10-12 kbar oder sogar darüber. Die posteklogitischen Ereignisse sind durch eine retrograde Metamorphose gekennzeichnet, in deren Anfangsstadium die primären Eklogitminerale Granat, Omphazit und Disthen abgebaut werden. Bei steigender Temperatur und fallendem Druck unterlagen die Gesteine zumindest vorübergehend den Bedingungen der Pyroxen-Granulitfazies. Ein Gleichgewicht wurde erst mit der großräumigen Bildung von Hornblende und Plagioklas in der Amphibolitfazies erreicht. Die zweite Anatexis (Ordovizium) zeigt nur eine vermehrte Biotitsprossung in den Randbereichen der Metabasitkörper, ohne diese aber faziell zu verändern.

Im Vergleich mit anderen Vorkommen aus der moldanubischen Zone des Varistikums sind die Eklogite der Vogesen in geologischer, petrographischer und geochemischer Hinsicht denen des Schwarzwaldes sehr ähnlich. Demgegenüber können zu den Eklogiten und Eklogitamphiboliten des Zentralmassives, der Oberpfalz und des Böhmisches Kristallinkomplexes nur bedingt Parallelen gezogen werden.

XI. U N T E R S U C H U N G S M E T H O D E N

Für die petrographische Bearbeitung der Gesteinsproben standen insgesamt 320 Dünnschliffe, davon etwa 100 von Prof. Dr. W. WIMMENAUER zur Verfügung. Der modale Mineralbestand von 36 Proben wurde mit einem Point-Counter bei 1500-2000 Zählpunkten (je nach Korngröße) bestimmt.

Die mechanische Aufbereitung erfolgte zunächst mit einer hydraulischen Steinpresse (MP 5) und anschließend mit einem Backenbrecher bis das Gestein zu Splittgröße zerkleinert war. Nach der Viertelung von etwa 400 g Probe wurde diese mit einer Achat-Scheibenschwingmühle in 8 Minuten analysenfein gemahlen. Mit einer Stabmühle wurde der Gesteinssplitt mehrerer Proben weiter zerkleinert und die Siebfraktion von 63 - 125µm zur Herstellung von Granatkonzentraten benutzt. Eine Voranreicherung konnte mit dem Frantz-Magnetscheider erreicht werden, wobei die beste Trennung, in Abhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität des Granats, bei einer Neigung von 20°/15° und einer Stromstärke zwischen 0.3 und 0.7 Ampère erzielt wurde. Die weitere Trennung mit Schwereflüssigkeiten und Handauslese ergab Konzentrate von etwa 98% Reinheit.

Den geochemischen Analysen liegen folgende Untersuchungsmethoden zugrunde:

Si, Ti, Al, Fe_{ges.}, Mn, Mg, Ca, Na, K, P und Spurenelemente: Röntgenfluoreszenzspektrometrie an Boratschmelzen (Philips-Sequenzröntgenspektrometer) und Messung gegenüber internationalen Referenzgesteinen.

Fe²⁺: oxidimetrisch mit AmmoniumvanadatLösung (PETERS 1968) und Korrektur gegen Schwefel.

S : coulometrische Titration mit einer sauren Natriumsulfatlösung (Coulomat 701 SO).

Glühverlust: 30 Minuten Glühen von etwa 1 g Probe im Muffelofen bei 1050°C. Korrektur gegen Glühgewinn (Oxidation von Fe²⁺ zu Fe³⁺).

Die Mineralanalysen wurden mittels eines Rasterelektronenmikroskops (Cambridge S4 - 10) mit energiedispersivem Analysenzusatz (Si (Li)-Detektor Ortec 6230) ausgeführt. Im Standardverfahren (Programm "S-Oxid") können die Elemente Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na und K analysiert werden. Der relative Fehler beträgt nach Angaben von Dr. C. HOFFMANN etwa 3%.

Die im Anhang C aufgeführten Mineralanalysen beruhen auf Punktmessungen (Strahlstromdurchmesser: 2µm). Fenstermessungen (10 x 10µm) dienten zur geochemischen Charakterisierung von unauflösbaren Mineralgemengen (Disthenpseudomorphosen). Wegen Schwankungen des Strahlstroms und daraus resultierender Unterschiede in den Rohsummen wurden Granat- und Pyroxenanalysen auf 100% und die von Amphibolen auf 98% normiert.

Die Berechnung von Fe^{3+} für Granat und Pyroxen erfolgte nach der Methode von NEUMANN (in RYBURN et al. 1976) durch Normierung der Analysen auf vorgegebene Kationen- und Anionenzahlen. Die Endgliederberechnung von Pyroxenen (KUSHIRO 1962) wurde mit dem Programm "ENDMB" (LEHNERT 1981) und die von Granaten nach der Methode von RICKWOOD (1968) in der Reihenfolge Andradit-Pyrop-Spessartin-Grossular-Almandin durchgeführt.

Literaturverzeichnis

- ANDERSON, D.E. & OLIMPIO, J.G. (1977): Progressive homogenization of metamorphic garnets, south Morar, Scotland: Evidence for volume diffusion. - Canad.Miner., 15, 205-216.
- BEHR, H.J. (1961): Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des Sächsischen Granulitgebirges. - Freiburger Forsch.H., C 119, 1-64.
- (1978): Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. - Z.dt.geol.Ges., 129, 283-318.
- BOYD, F.R. & ENGLAND, J.L. (1959): Experimentation at high pressures and temperatures. - Carnegie Inst. Washington, Year Book, 58, 83-88.
- BRYHNI, I., KROGH, E. & GRIFFIN, W.L. (1977): Crustal derivation of Norwegian eclogites: a review. - N.Jb.Miner., Abh., 130, 49-68.
- BUSCH, K. (1970): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. IV. - Die Eklogite der Oberpfalz und ihr metamorpher Abbau. - N.Jb.Miner., Abh., 113, 138-178.
- BÜSCH, W., ES-SAID, I. & SCHNEIDER, G. (1979): Geochemical evolution of amphibolites in the Black forest (Germany). - N.Jb.Miner., Abh., 136, 207-225.
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1974): Igneous Petrology. - New York, McGraw-Hill, 739 S.
- COFFRANT, D. & PIBOULE, M. (1973): Les éclogites et roches associées des massifs basiques de Saint-Joseph (Monts du Lyonnais, Massif Central). - In: La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll.Int.CNRS, Rennes 1974, 243, 104-111.
- COLE, J.W. (1973): High-alumina basalts of Taupo volcanic zone, New Zealand. - Lithos, 6, 53-64.

- COLEMAN, R.G., LEE, D.E., BEATTY, L.B. & BRANNOCK, W.W.
(1965): Eclogites and eclogites: Their differences and similarities. - Bull.Geol.Soc.Amer., 76, 483-508.
- COOMBS, D.S. & WILKINSON, J.F.G. (1969): Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from East Otago province (New Zealand) and related rocks. J.Petrol., 10, 440-501.
- DAHL, P.S. (1980): The thermal-compositional dependence of Fe^{2+} -Mg distributions between coexisting garnet and pyroxene: applications to geothermometry. - Amer. Miner., 65, 854-866.
- DE BETHUNE, P., LADURON, D. & BOCQUETY, J. (1975): Diffusion processes in resorbed garnets. - Contr.Mineral.Petrol., 50, 197-204.
- DE WAARD, D. (1965): The occurrence of garnet in the granulite-facies terrane of the Adirondack Highlands. J.Petrol., 6, 165-191.
- DOBRETISOV, N.L. & SOBOLEV, N.V. (1970): Eclogites from metamorphic complexes of the USSR. - Phys.Earth Planet.Int. 3, 462-470.
- DUDEK, A. (1971): Chemical Composition of Moldanubian Eclogites and of their Garnets. - Kryst., 7, 167-180.
- DUDEK, A. & FEDIUKOVÁ, E. (1974): Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. - N.Jb.Mineral., Abh., 121, 127-159.
- DUDEK, A., MATĚJOWSKÁ, O. & SUK, M. (1974): Gföhl orthogneiss in the Moldanubicum of Bohemia and Moravia. - Kryst., 10, 67-78.
- EIGENFELD, R. (1952): Über Paragneise granulitischer Prägung im Raume Kandel-Glötttertäl des Schwarzwaldes nordöstlich Freiburg i.Br. - N.Jb.Mineral., Abh., 84, 241-280.
- EIGENFELD-MENDE, I. (1948): Metamorphe Umwandlungserscheinungen an Metabasiten des Südschwarzwaldes. - Mitt. d. Bad. Geol. Landesanstalt, Neue Folge Heft 1, 111 S.

- ELLIS, D.J. & GREEN, D.H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. - Contr.Mineral.Petrol., 71, 13-22.
- ERDMANNSDÖRFFER, O.H. (1938): Eklogit im Schwarzwald und seine retrograde Umwandlung. - J.Geol., 46, 438-447.
- ESSENE, E.J. & FYFE, W.S. (1967): Omphacite in Californian metamorphic rocks. - Contr.Mineral.Petrol., 15, 1-23.
- ESSENE, E.J., HENSEN, B.J. & GREEN, D.H. (1970): Experimental study of amphibolite and eclogite stability. - Phys.Earth Planet.Int., 3, 378-384.
- FLOYD, P.A. (1976): Geochemical variation in the greenstones of S.W. England. - J.Petrol., 17, 522-545.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. - Earth and Planet.Sci. Letters, 27, 211-218.
- FLUCK, P. (1974): Étude géochimique des amphibolites de Sainte-Marie-Aux-Mines (Vosges): Essai de caractérisation du paléovolcanisme et mise en évidence d'un exemple de métasomatose liée à la tectonique. - Sci.Géol.Bull., 285-308.
- (1980): Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace. Contribution à l'histoire de la chaîne varisque. - Thèse, Strasbourg, 248 S.
- FORESTIER, F.H. & LASNIER, B. (1969): Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins de la vallée du Haut-Allier. - In: La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll.Int. CNRS, Rennes 1974, 243, 104-111.
- GANGULY, J. (1979): Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 43, 1021-1029.

- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. (1967): An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 31, 767-833.
- GROSCHOFF, R. & SCHREINER, A. (1980): Erläuterungen zu Blatt 7913 Freiburg i.Br.-NO. - Herausgegeben vom Geologischen Landesamt Baden-Württemberg, 21-24.
- HAMEURT, J. (1967): Les terrains cristallins et crystallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. - *Mém.Serv. Carte géol.Als.Lorr.*, 26, 402 S.
- HANUS, D. & BÜSCH, W. (1981): Untersuchung an Fe-Ti-Oxiden in Amphiboliten des mittleren und südlichen Schwarzwaldes. - *N.Jb.Mineral., Mh.*, 6, 277-281.
- HART, R. (1976): Chemical variance in deep ocean basalts. - In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, XXXIV, 301-335.
- HELLMAN, P.L. & GREEN, T.H. (1979): The role of sphene as an accessory phase in the high pressure partial melting of hydrous mafic compositions. - *Earth and Planet. Sci.Letters*, 42, 191-201.
- HEZNER, L. (1903): Zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztals. - *Mineral.Petr.Mitt.*, 22, 437-471.
- HOFMANN, A. & KÖHLER, H. (1973): Whole rock Rb-Sr ages of anatectic gneisses from the Schwarzwald, SW-Germany. - *N.Jb.Mineral., Abh.*, 119, 163-187.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. - *Amer.J.Sci.*, 271, 97-131.
- HOLLAND, T.J.B. (1979): Experimental determination of the reaction $\text{paragonite} = \text{jadeite} + \text{kyanite} + \text{H}_2\text{O}$, and internally consistent thermodynamic data for part of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, with applications to eclogites and blueschists. - *Contr.Mineral.Petrol.*, 68, 293-301.

- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - Can.J. Earth Sci., 8, 523-548.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. - Abh.Sächs.Geol.L.A., 1, 39 S.
- KROGH, E.J. (1980a): Compatible P-T conditions for eclogites and surrounding gneisses in the Kristiansund area, Western Norway. - Contr.Mineral.Petrol., 75, 387-393.
- (1980b): Geochemistry and petrology of glaucophane-bearing eclogites and associated rocks from Sunnfjord, Western Norway. - Lithos, 13, 355-380.
- KUNO, H. (1960): High-alumina basalt. - J.Petrol., 1, 121-145.
- KURZWEIL, H. (1973): Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs. - Tscher.Mineral.Petr.Mitt., 20, 169-215.
- KUSHIRO, I. (1962): Clinopyroxene solid solutions. Part I: The $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ component. - Japan J.Geol.Geogr., 33, 212-220.
- LAPPIN, M.A. (1960): On the occurrence of kyanite in the eclogites of the Selje and Rheim districts, Nordfjord. - Norsk.Geol.Tidsskr., 40, 289-296.
- LASNIER, B. (1971): Les péridotites et pyroxénites à grenat du Bois des Feuilles, Monts du Lyonnais. - In: La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll.Int.CNRS, Rennes 1974, 243, 104-111.
- (1977): Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central Français (Haut-Allier), les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. - Thèse à L'U.E.R. des sciences de la nature de L'université de Nantes, 351 S.
- LEAKE, B.E. (1963): Origin of amphibolites from Northwest Adirondacks, New York. - Geol.Soc.Amer.Bull., 74, 1193-1202.

- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. - Miner. Petrogr. Acta, 22, 195-224.
- LEHNERT, K.H. (1981): Petrologie endogener und kontakt-metamorpher Einschlüsse in Tuffen der Insel Salina. - Diplomarbeit, Univ. Freiburg (unveröff.), 132 S.
- LEYRELOUP, A., LASNIER, B. & MARCHAND, J. (1975): Retrograde corona-forming reactions in high pressure granulite facies rocks. - *Pétrologie*, t.I., 1, 43-55.
- LIEGEOIS, J.P. & DUCHESNE, J.C. (1981): The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges massif, Western Alps, France): evidence of crustal origin and metasomatic alteration. - *Lithos*, 14, 35-48.
- LOVERING, I.F. & WHITE, A.J.R. (1969): Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia. - *Contr. Miner. Petrol.*, 21, 9-52.
- MAAS, D.R. (1981): The variscan Black Forest. - In: ZWART, H.J. & DORNSIEPEN, U.F. (eds.): The variscan orogen in Europe. - *Geol. Mijnbouw*, 60, 137-143.
- MACDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. - *J. Petrol.*, 5, 82-133.
- MARCKS, C. (1977): Gesteine des Grundgebirges zwischen Bad Peterstal und Griesbach. - Diplomarbeit, Univ. Freiburg, 68 S.
- MATHE, G. (1969): Die Metabasite des sächsischen Granulitgebirges. - *Freiberger Forsch. H.*, C 251, Geologie, 130 S.
- MATTHES, S. (1978): The eclogites of Southern Germany - a summary. - *N. Jb. Miner., Mh.*, 3, 93-109.
- MATTHES, S., RICHTER, P. & SCHMIDT, K. (1975): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. - IX. Petrographie, Geochemie und Petrogenese der Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. - *N. Jb. Miner., Abh.*, 126, 45-86.

- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. - Miner. Petrogr. Acta, 22, 195-224.
- LEHNERT, K.H. (1981): Petrologie endogener und kontakt-metamorpher Einschlüsse in Tuffen der Insel Salina. - Diplomarbeit, Univ. Freiburg (unveröff.), 132 S.
- LEYRELOUP, A., LASNIER, B. & MARCHAND, J. (1975): Retrograde corona-forming reactions in high pressure granulite facies rocks. - Pétrologie, t.I., 1, 43-55.
- LIEGEOIS, J.P. & DUCHESNE, J.C. (1981): The Lac Cornu retro-graded eclogites (Aiguilles Rouges massif, Western Alps, France): evidence of crustal origin and metasomatic alteration. - Lithos, 14, 35-48.
- LOVERING, I.F. & WHITE, A.J.R. (1969): Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia. - Contr. Miner. Petrol., 21, 9-52.
- MAAS, D.R. (1981): The variscan Black Forest. - In: ZWART, H.J. & DORNSIEPEN, U.F. (eds.): The variscan orogen in Europe. - Geol. Mijnbouw, 60, 137-143.
- MACDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. - J. Petrol., 5, 82-133.
- MARCKS, C. (1977): Gesteine des Grundgebirges zwischen Bad Peterstal und Griesbach. - Diplomarbeit, Univ. Freiburg, 68 S.
- MATHE, G. (1969): Die Metabasite des sächsischen Granulitgebirges. - Freiburger Forsch. H., C 251, Geologie, 130 S.
- MATTHES, S. (1978): The eclogites of Southern Germany - a summary. - N. Jb. Miner., Mh., 3, 93-109.
- MATTHES, S., RICHTER, P. & SCHMIDT, K. (1975): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. - IX. Petrographie, Geochemie und Petrogenese der Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. - N. Jb. Miner., Abh., 126, 45-86.

- MATTHES, S. & SEIDEL, E. (1977): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. - X. Bestehen genetische Beziehungen zwischen Eklogit und Metagabbro innerhalb des Münchberger Gneisgebietes? - N.Jb.Miner., Abh., 129, 269-291.
- MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. (1975): Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium, and nickel. - Amer.J. Sci., 275, 265-277.
- MOTTANA, A., CHURCH, W.R. & EDGAR, A. (1968): Chemistry, mineralogy and petrology of an eclogite from the type locality (Saualpe, Austria). - Contr.Mineral.Petrol., 18, 338-346.
- MYSEN, B.O. (1972): Five clinopyroxenes in the Hareidland eclogite, Western Norway. - Contr.Mineral.Petrol., 34, 315-329.
- MYSEN, B.O. & HEIER, K.S. (1972): Petrogenesis of eclogites in high grade metamorphic gneisses, exemplified by the Hareidland eclogite, Western Norway. - Contr.Mineral.Petrol., 36, 73-94.
- MYSEN, B.O. & GRIFFIN, W.L. (1973): Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite. - Amer.Mineral., 58, 60-63.
- NEUMANN, E.R. (1976): Two refinements for the calculation of structural formulae for pyroxenes and amphiboles. - Norsk.Geol.Tidsskr., 56, 1-6.
- OSANN, A. (1927): Die Mineralien Badens. - Schweizerbart, Stuttgart, 239 S.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. - Earth and Planet.Sci.Letters, 19, 290-300.
- PERCHUK, L.L. (1968): Pyroxene-garnet equilibrium and the depth facies of eclogites. - Int.Geol.Rev., 10, 280-318.

- PETERS, A. (1968): Ein neues Verfahren zur Bestimmung von Eisen-(II)-Oxid in Mineralen und Gesteinen. - N.Jb. Miner., Mh., 119-125.
- POLDERVAART, A. & HESS, H.H. (1951): Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. - J.Geol., 59, 472-489.
- RÄHEIM, A. & GREEN, D.H. (1974): Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. - Contr.Mineral.Petrol., 48, 179-203.
- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C. & BELL, P.M. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. - Amer.J.Sci., 267, 259-272.
- RICKWOOD, P.C. (1968): On recasting analyses of garnet into end-member molecules. - Contr.Mineral.Petrol., 18, 175-198.
- RINGWOOD, A.E. (1975): Composition and petrology of the earth's mantle. - McGraw-Hill, Inc., New York, 618 S.
- ROLLINSON, H.R. (1981): Garnet-pyroxene thermometry and barometry in the Scourie granulites, NW Scotland. - Lithos, 14, 225-238.
- ROSENBUSCH, H. (1903): Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. - II. Die Kalksilikate im Rensch- und Kinziggneis. - Mitt.Bad.Geol.L.A., 4. Bd.
- (1907): III. Die Kalksilikatfelse von der Fehren bei Neustadt. - Mitt.Bad.Geol.L.A., 5. Bd.
- (1923): Elemente der Gesteinslehre. - Schweizerbart, Stuttgart, 779 S. (4.Auflage).
- RYBURN, R.J., RÄHEIM, A. & GREEN, D.H. (1976): Determination of the P, T paths of natural eclogites during metamorphism - record of subduction. - Lithos, 9, 161-164.

- SAXENA, S.K. (1979): Garnet-clinopyroxene geothermometry. - Contr.Mineral.Petrol., 70, 229-235.
- SCHALCH, F. (1895): Die Amphibolite von Bl.Petersthal-Reichenbach der geologischen Spezialkarte von Baden. - Mitt.Bad.Geol.L.A., III.
- SCHMIDT, K. (1976): Distheneklogite und ihre metamorphen Umwandlungen. - Habilitationsschrift, Univ. Würzburg, 194 S.
- SMULIKOWSKI, K. (1968): Differentiation of eclogites and its possible causes. - Lithos, 1, 89-101.
- (1972): Classification of eclogites and allied rocks. - Kryst., 9, 107-130.
- SOBOLEV, V.S. (1972): The facies of metamorphism. - Translation, Canberra, A.C.T.
- SPEAR, F.S. (1980): $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$ exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. An empirical model. - Contr.Mineral.Petrol., 72, 33-41.
- (1981): An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. - Amer.J.Sci., 281, 697-734.
- STEIGER, R., BÄR, M. & BÜSCH, W. (1973): The zircon age of an anatectic rock in the Central Schwarzwald. - Fortschr.Mineral., 50, Beih. 3, 131-132.
- STETTNER, G. (1974): Metamorphism and tectonics in the Münchberg Mass and the Fichtelgebirge. - Fortschr. Mineral., 52, Beih. 1, 59-69.
- SUESS, F.E. (1926): Intrusionstektonik und Wandertektonik im variskischen Grundgebirge. - Berlin.
- TODT, W. (1978): U-Pb Untersuchungen an Zirkonen aus prä-variskischen Gneisen des Schwarzwaldes. - Fortschr. Mineral., 56, Beih. 1, 136-137.

- WAGER, L.R. & BROWN, G.M. (1968): Layered igneous rocks. - Oliver&Boyd, Edinburgh, London, 588 S.
- WEIDENBACH, F. (1929): Die Amphibolite des Kinzig- und Renschgebietes und ihre Beziehung zu den Schwarzwälder Gneisen. - Jahresber.Mitt.Oberrhein.Geol.Ver., N.F.
- WIKSTRÖM, A. (1970a): Hydrothermal experiments in the system jadeite-diopside. - Norsk.Geol.Tidsskr., 50, 1-14.
- (1970b): Note on the alteration of kyanite in the eclogites from the Nordfjord area, Norway. - Norsk.Geol.Tidsskr., 50, 183-186.
- (1970c): Electron microprobe studies of the alteration of omphacite in eclogites from the Nordfjord area, Norway. - Norsk.Geol.Tidsskr., 50, 137-155.
- WIMMENAUER, W. (1977): Eléments pétrographiques d'une lithostratigraphie du Précambrien de la Forêt-Noire (Allemagne). - Estudios Geol., 33, 373-377.
- (1980): Lithology of the Precambrian in the Schwarzwald. An interim report. - N.Jb.Miner., Mh., H. 8, 364-372.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976): Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. - Earth and Planet.Sci. Letters, 28, 459-469.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. - Springer, Berlin - Heidelberg - New York, 348 S. (5. Auflage).
- WOOD, B.J. (1974): Solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. - Contr.Mineral.Petrol., 46, 1-15.
- (1975): The influence of pressure, temperature and bulk composition on the appearance of garnet in orthogneis - an example from South Harris. - Earth and Planet.Sci.Letters, 26, 299-311.

ZECK, H.P. & KALSBECK, F. (1981): Geochemistry of amphibolite facies metamorphism of a suite of basic dykes, Precambrian basement, Greenland. - Chem.Erde, 40, 1-22.

Nachtrag:

LIM, S.K. (1979): Die Assoziation von Amphiboliten, leukokraten Gneisen und Leptiniten am Südrand der Zentralschwarzwälder Gneismasse. - Dissertation, Univ. Freiburg.

MODALER MINERALBESTAND

Anhang A

○ Typ I - disthenführend

● Typ II - disthenfrei

■ Amphibolite

	W/9	F/11	F/5	F/7	St.P./11	St.P./12	0/3	0/7	0/5	0/10
Quarz	-	-	-	-	-	4.5	6.5	-	-	-
Plagioklas	-	28.0	8.5	13.6	12.7	12.3	24.6	3.5	42.2	48.8
Granat	29.0	20.8	18.2	8.6	39.3	7.4	7.1	8.2	-	-
Granat-Korona	10.2	-	5.4	5.7	-	5.2	-	-	-	-
Pyroxen- Plagioklas- Symplektit	6.0	13.6	27.8	16.2	-	29.9	25.2	47.8	-	-
Hornblende- Plagioklas- Diablastik	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Klinopyroxen	54.8	-	-	-	26.0	-	6.1	-	-	-
Orthopyroxen	-	-	-	-	-	-	3.9	-	-	-
Hornblende	-	33.8	35.1	46.5	15.9	29.8	23.3	31.7	48.6	49.5
Disthen- Pseudomorphosen	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotit	-	-	-	-	-	4.5	-	4.3	3.0	-
Hellglimmer	-	-	-	-	-	6.4	-	4.5	-	-
Chlorit	-	-	-	7.6	-	-	-	-	1.8	-
Titanit	-	-	-	-	-	-	-	-	4.4	1.7
Erz	-	3.8	5.0	1.8	6.1	-	3.3	-	-	-
Akzessorien	Erz, Bio.	Kpx, Ep, Ap, Zr, Chl.	Ap, Bio, Chl.	Ap, Tit, Bio, Gc.	Rutil.	Ap, Opx, Kpx, Rt, Erz.	Ap, Bio, Akt.	Erz, Qz.	Ap.	Ap, Gr, Gc, Erz.

MODALER MINERALBESTAND

Anhang A

	O II/2	● II/4	● II/5	O II/7	O II/10	O II/11	O II/12	O II/16	● II/18	● Fe/22	● Fe/49
Quarz	4.1	-	34.8	-	-	5.6	4.6	4.6	4.4	11.4	-
Plagioklas	27.3	8.2	-	12.4	-	10.1	12.8	58.6	33.0	-	7.6
Granat	15.9	31.4	11.2	21.0	-	9.2	3.4	-	1.4	12.8	20.4
Granat-Korona	-	7.5	3.5	4.8	16.4	11.1	7.0	-	-	25.3	5.1
Pyroxen- Plagioklas- Symplektit	3.8	28.1	12.6	-	19.2	-	37.4	-	-	40.0	11.1
Hornblende- Plagioklas- Diablastik	-	-	-	9.9	55.5	-	-	-	31.4	-	-
Klinopyroxen	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Orthopyroxen	-	-	-	-	-	2.6	3.8	-	-	-	3.7
Hornblende	29.1	13.5	28.2	41.0	-	5.2	9.0	41.2	7.0	8.1 (blast.)	28.9
Disthen- Pseudomorphosen	5.7	-	-	1.7	8.9	10.9	11.4	3.5	-	-	-
Biotit	11.4	-	8.4	7.7	-	4.0	10.6	12.1	10.3	-	23.2
Hellglimmer	-	-	-	-	-	6.5	-	-	17.5	-	-
Chlorit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Titanit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Erz	2.7	11.3	1.3	1.5	-	5.4	-	-	-	2.4	-
Akzessorien	Ap, Zr, Chl.	Qz, Ap, Bio, il.	Qz, Ap, Zr.	Ap, Chl.	Ap, Bio, Chl, Zr, Erz.	Ap, Chl, Ep/ilz.	Dist, Ilgl, Zr, Erz.	Gr, Kpx, Erz.	Ap, Zr, Chl, Erz- Häster.	Il, Zr, Ep/ilz, Chl.	Qz, Ap, Erz, il.

MODALER MINERALBESTAND

Anhang A

	● TN/14	● TN/25	○ TN/29	● TN/30	○ TN/31	○ TN/33	● TN/36	● St.P./6	● St.P./5 ₁	● FSO/20
Quarz	-	-	-	-	-	-	4.1	-	-	-
Plagioklas	24.8	-	15.0	8.4	26.8	30.0	31.4	3.3	9.8	-
Granat	29.7	20.3	8.5	25.2	-	15.1	1.9	1.6	18.7	50.0
Granat-Korona	5.4	9.6	5.8	13.9	-	3.6	-	2.9	3.5	13.2
Pyroxen- Plagioklas- Symplektit	1.9	22.3	6.3	17.7	-	8.9	-	11.0	9.0	34.8
Hornblende- Plagioklas- Diablastik	-	-	-	-	7.9	-	-	-	-	-
Klinopyroxen	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Orthopyroxen	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hornblende	33.0	25.9	54.8	20.9	28.8	26.1	32.8	54.5	48.6	27.0
Disthen- Pseudomorphosen	3.0	-	3.4	-	6.7	3.6	-	-	-	-
Biotit	-	4.8	4.7	-	-	10.4	3.7	-	-	-
Hellglimmer	-	17.1	-	7.7	11.4	-	16.1	22.4	6.9	-
Chlorit	-	-	-	4.7	13.2	-	8.3	4.3	-	-
Titanit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Erz	2.2	-	1.5	1.5	5.2	2.3	1.7	-	5.5	-
Akzessorien	Ap, Kpx, Erz.	Plag, Erz.	Ap, Chl, Rt, Zc.	Ep/Klz, Bio, Rt, Hsk-Heston.	Gr, Ap, Bio, Zr, Ep/Klz.	Ap, Kpx Chl, Rt Zc.	Ap, Hsk- Spl-Hes- Ler.	Gr, Kpx Bio, Erz.	-	Flu, Dist- Fseud., Ap, ul, Zr, Erz, Ep/Klz.

	$\frac{O}{TB}$	$\frac{V}{1}$	$\frac{V}{2}$	$\frac{IIa}{12}$	$\frac{IIa}{14}$	$\frac{IIa}{19}$	$\frac{III}{22}$	$\frac{III}{23}$	$\frac{III}{24}$	$\frac{IV}{4}$	$\frac{IV}{7}$
Quarz	-	-	-	-	-	-	-	10.8	10.0	3.6	-
Plagioklas	52.7	15.1	51.1	-	11.2	42.4	12.3	25.9	33.6	-	9.3
Grenat	26.6	10.1	5.6	16.3	14.2	-	4.8	12.4	1.3	-	13.1
Grenat-Korona	-	2.2	-	5.2	9.8	-	8.0	9.2	5.7	23.0	8.7
Pyroxen- Plagioklas- Symplektit	-	16.9	-	37.1	17.1	-	36.3	5.0	15.5	34.7	21.8
Hornblende- Plagioklas- Diablastik	-	-	-	-	-	-	-	-	7.2	14.0	-
Klinopyroxen	-	-	-	23.0	-	-	-	5.5	-	-	-
Orthopyroxen	-	-	-	-	-	-	-	-	7.3	6.2	-
Hornblende	27.3	49.9	55.8	15.2	36.0	43.1	28.2	18.8	-	7.8	34.9
Diathen- Pseudomorphosen	6.5	-	-	-	-	2.7	-	-	5.3	9.2	-
Biotit	-	-	-	3.2	6.2	9.6	-	-	10.6	-	1.7
Helldimner	4.7	7.8	6.2	-	-	-	10.4	12.4	-	-	5.4
Chlorit	2.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Titanit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Erz	-	-	1.3	-	5.5	2.2	-	-	3.5	1.5	5.1
Akzesorien	Ap, Chl, Rt, Erz.	Ap, Erz, Ep/Klz.	Ap, Chl, Qz, Ap, Gc, Px- Rt, Erz, Plag-Gy.	Ap, Qz.	Ap, Qz.	Ap, Hcl, Qz.	Ap, Gc, Zr, Erz, Ep/Klz, Chl, Hsk- Hester.	Ap, Opx, Erz, Rt, Zr.	Ap	Gr, Ap, Bio, Ep/ Hl.	Ap, Gc, Opx, Chl, Hsk-Hester.

MODALER MINERALBESTAND

Anhang A

	Fe/23 ₂	Fe/39	O Fe/41	Fe/50	Fe/10
Quarz	-	-	4.1	-	-
Plagioklas	31.7	-	21.1	40.7	-
Granat	8.2	44.6	-	2.2	55.4
Granat-Korona	6.5	-	-	-	1.6
Pyroxen- Plagioklas- Symplektit	6.9	30.5	-	-	-
Hornblende- Plagioklas- Diablastik	-	-	37.3	-	-
Klinopyroxen	-	-	-	-	7.7
Orthopyroxen	5.7	-	-	-	-
Hornblende	33.7	21.9	-	41.1	31.9
Disthen- Pseudomorphosen	-	-	26.1	-	-
Biotit	7.3	-	11.4	1.2	-
Hellglimmer	-	-	-	12.6	-
Chlorit	-	-	-	-	-
Titanit	-	-	-	-	rubil: 2.1
Erz	-	3.0	-	7.2	1.3
Akzessorien	Qz, Ap, Erz, Gr	Gr-Kor, Ap, Chl, RL	Ap, Gr, Chl, Erz, Oc, Tl	-	-

TYP20 KY-FREI

	HA12	IN3	FE22	Q3	TN11	STFK	FS020	FE9	07
SIC2									
YIC2	49.38	51.19	50.35	49.89	45.40	45.35	49.62	45.33	47.28
AL203	.91	.56	1.20	2.30	.93	1.96	.90	1.03	.78
FE203	10.45	11.37	14.41	14.55	15.30	15.32	15.68	16.45	16.63
FEC	2.04	.55	1.98	.78	2.12	1.01	.41	2.96	.58
MNC	7.92	7.66	6.45	10.66	10.55	11.07	8.82	10.31	8.14
MGO	.24	.16	.12	.20	.20	.31	.17	.16	.16
CAC	12.38	12.35	12.45	6.23	11.36	10.93	12.04	10.10	9.02
HA20	11.30	11.42	8.22	10.31	11.26	8.67	9.30	9.46	12.11
K20	1.78	1.38	2.03	3.44	1.17	.58	2.42	1.04	2.85
P205	.77	.75	.25	.08	.45	1.47	.06	.97	.53
H20	.13	.05	.02	.23	.03	.04	.09	.05	.05
S	2.34	2.90	1.57	1.05	1.84	3.29	1.10	1.44	1.28
	.23	.02	.15	.03	.20	.03	.03	.23	.02
V	277.	276.	700.	433.	333.	410.	156.	456.	204.
CR	944.	1043.	527.	41.	110.	228.	894.	233.	408.
NI	90.	42.	16.	28.	<10.	58.	110.	27.	61.
RB	<10.	25.	<10.	<10.	<10.	47.	<10.	19.	12.
SR	184.	61.	133.	81.	149.	104.	65.	274.	167.
ZR	79.	56.	79.	132.	45.	36.	89.	63.	45.
BA	153.	164.	72.	45.	58.	397.	107.	373.	209.
Q	.00	.00	.1P	.00	.00	.00	.00	.00	.00
OR	2.20	4.41	1.49	.47	2.64	8.65	.35	5.76	3.15
AB	15.14	11.63	17.32	29.06	9.82	8.26	20.35	8.84	15.88
AN	19.53	22.52	29.71	25.08	34.88	32.92	31.54	37.51	31.20
NE	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	4.53
WO	15.02	14.02	4.71	10.23	8.49	4.03	5.73	3.77	12.07
EH	25.42	28.00	21.26	10.00	11.89	12.88	15.30	15.42	7.17
FS	9.34	11.75	8.21	5.96	6.74	7.94	7.46	8.98	4.29
FO	3.90	1.85	.00	3.85	11.33	5.97	10.16	6.90	10.81
FA	1.58	.85	.00	4.22	7.08	6.77	5.46	4.43	7.13
MT	2.97	.85	2.89	1.13	3.05	1.46	.59	4.31	.85
IL	1.74	1.06	2.20	4.36	1.75	3.71	1.70	1.96	1.49
AP	.31	.12	.05	.54	.07	.09	.21	.21	.12
PR	.45	.04	.28	.06	.37	.06	.06	.43	.04

TYF21 KY-FREI

	H4	STP12	FE24	STP51	STP11	TN5	TN23	W/3	FE10
SiO2	43.57	48.47	51.21	43.72	43.95	46.45	51.95	43.13	42.06
TiO2	2.09	.89	.64	1.62	2.07	.69	.76	1.60	1.10
Al2O3	17.10	17.27	17.33	17.50	17.77	17.78	17.81	17.65	18.03
Fe2O3	3.27	2.15	2.57	2.30	1.83	2.02	1.57	3.47	2.10
FeO	12.49	6.64	6.43	12.94	13.81	7.42	8.06	10.99	12.25
MnO	.22	.16	.16	.20	.22	.17	.15	.21	.22
MgO	6.10	8.07	6.97	6.60	5.46	9.32	5.20	6.47	10.54
CaO	12.44	12.23	5.95	11.08	11.54	11.54	11.07	10.94	10.67
Na2O	1.66	1.69	1.81	1.62	1.37	1.35	1.22	2.12	1.05
K2O	.44	.92	.88	.76	.26	.93	.76	.66	.18
P2O5	.12	.06	.05	.09	.14	.05	.14	.21	.06
H2O	1.04	1.65	1.48	1.92	.83	3.11	1.90	2.45	1.72
S	.14	.17	.20	.02	.04	.16	.02	.69	.03
V	600.	269.	270.	720.	423.	192.	272.	449.	433.
Cr	<10.	89.	233.	11.	<10.	106.	17.	33.	281.
Ni	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	27.	<10.	<10.	31.
Rb	<10.	20.	16.	18.	<10.	23.	25.	15.	<10.
Sr	81.	265.	99.	158.	97.	372.	665.	410.	84.
Zr	59.	58.	65.	49.	75.	57.	72.	24.	66.
Ba	133.	207.	277.	171.	58.	351.	72.	174.	56.
q	.00	.00	4.54	.00	.00	.00	7.97	.00	.00
Or	2.58	5.42	5.21	4.47	1.55	5.44	4.46	3.87	1.06
Ab	13.95	14.24	15.36	13.66	11.67	11.31	10.26	16.03	8.88
An	37.65	36.68	36.80	38.09	41.65	35.32	40.63	36.95	45.95
Ne	.00.	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
Wo	9.55	9.76	5.16	6.72	6.21	7.12	5.45	6.49	5.59
En	4.47	15.17	17.41	3.54	7.92	11.64	12.87	5.41	4.66
Fs	4.98	6.74	8.54	4.20	12.08	5.42	12.41	2.69	3.43
Fo	7.44	3.40	.00	9.00	4.05	7.95	.00	8.81	15.12
Fa	9.12	1.66	.00	11.77	6.81	4.08	.00	8.22	12.25
Il	4.71	3.11	3.74	3.32	2.67	2.90	2.46	4.99	5.04
Mt	3.94	1.68	1.22	3.07	3.96	1.50	1.43	3.01	2.09
Ap	.26	.14	.12	.21	.33	.12	.33	.49	.17
Pr	.26	.32	.38	.04	.08	.30	.04	1.28	.06

GESTEINSANALYSEN mit CIPW-Norm.

Anhang B

STP64	HA14	F7	H/24	F5	IN25	F11	NS	IN7	FE232	FE35
45.34	46.05	42.65	46.96	43.24	43.89	44.62	44.75	43.12	45.73	41.46
.25	1.70	1.27	2.13	1.61	1.61	2.22	1.15	1.88	1.28	1.46
18.13	18.23	18.33	18.43	18.83	18.96	18.97	19.22	19.43	19.68	21.40
.54	2.88	1.90	2.28	2.04	2.61	4.32	3.33	2.58	2.62	3.59
6.40	9.24	9.81	10.76	9.96	9.99	8.57	6.29	10.44	9.87	9.08
.14	.20	.17	.20	.21	.16	.23	.18	.22	.13	.11
11.42	6.85	6.95	5.85	6.95	7.37	5.88	6.32	6.06	6.20	6.50
11.80	9.97	12.37	9.70	10.43	11.23	10.20	11.26	11.36	10.07	12.27
1.31	2.61	1.60	1.94	2.19	1.81	1.87	1.23	2.11	1.49	1.54
1.26	.75	.69	1.11	.81	.76	.79	.87	.70	.76	.75
.03	.26	.24	.35	.25	.09	.48	.15	.15	.11	.11
3.32	1.53	2.69	1.25	2.22	1.86	2.49	1.75	2.11	2.10	2.13
.00	.15	.06	.00	.07	.26	.30	.18	.22	.20	.10
106.	341.	441.	395.	343.	518.	416.	405.	401.	637.	637.
64.	64.	84.	58.	50.	37.	36.	28.	46.	33.	<10.
19.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.
29.	12.	16.	27.	17.	12.	13.	27.	12.	18.	21.
292.	227.	462.	196.	154.	377.	392.	318.	517.	426.	642.
35.	119.	60.	64.	136.	85.	143.	62.	133.	71.	68.
717.	184.	175.	364.	221.	295.	257.	205.	230.	214.	303.
U	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
UR	4.41	4.13	6.50	4.84	4.46	4.62	5.16	4.11	4.68	4.41
AB	21.99	10.25	16.26	15.69	14.37	15.68	10.44	14.45	12.58	7.32
AN	39.40	41.32	37.94	39.61	41.11	40.65	44.50	41.23	44.66	49.01
NE	1.92	1.87	.00	1.66	.46	.00	.00	1.79	.00	3.62
WO	7.86	8.64	5.12	4.52	5.71	2.66	4.41	5.23	1.66	4.52
EH	5.23	4.67	4.24	2.40	3.18	12.33	11.13	2.66	12.16	4.52
FS	1.99	3.25	3.56	1.97	2.30	7.00	6.75	2.44	10.77	2.55
FO	16.18	9.32	2.85	10.59	10.55	1.53	3.26	8.08	1.78	9.50
FA	6.75	8.62	3.17	9.57	8.42	.96	2.63	3.78	2.28	2.22
MT	1.36	2.76	3.27	2.99	3.76	6.21	4.64	3.72	3.76	5.19
IL	.47	2.44	4.61	3.04	3.04	4.18	2.19	3.55	2.43	2.76
AP	.07	.58	.62	.69	.21	1.13	.62	.62	.24	.26
PR	.00	.11	.60	.13	.49	.56	.54	.41	.37	.19

GESTEINSANALYSEN mit CIPW-Norm.

Anhang B

	IN4	IN22	H10	FE46	H16	H18	FS096	FE42	FE32
SiO ₂	53.10	51.29	50.52	50.41	55.62	53.33	46.24	53.92	49.35
TiO ₂	.79	.60	.38	.89	.47	.56	1.26	.87	1.47
Al ₂ O ₃	16.76	17.31	17.52	17.62	17.81	18.49	18.82	18.90	18.94
Fe ₂ O ₃	.97	1.28	.53	1.40	.75	1.75	2.58	.69	2.30
FeO	7.17	6.24	5.96	7.05	5.34	6.29	9.14	5.76	7.08
MnO	.16	.15	.12	.16	.12	.15	.20	.11	.16
MgO	7.47	6.78	8.64	6.56	5.26	5.66	7.71	4.41	4.68
CaO	9.64	8.92	10.86	7.63	7.11	7.41	8.66	7.32	8.38
Na ₂ O	2.61	3.83	2.02	2.66	2.94	2.56	2.60	3.37	3.01
K ₂ O	.44	1.09	.75	1.50	1.33	1.19	.87	1.44	1.31
P ₂ O ₅	.08	.09	.07	.13	.08	.07	.15	.10	.26
H ₂ O	1.75	2.38	1.93	3.00	2.08	2.62	2.21	2.13	2.04
S	.10	.01	.02	.08	.04	.03	.01	.03	.14
V	241.	198.	160.	213.	147.	229.	148.	163.	269.
Cr	381.	102.	477.	110.	104.	16.	237.	19.	34.
NI	35.	<10.	59.	<10.	<10.	<10.	27.	<10.	<10.
RB	<10.	48.	18.	45.	34.	23.	25.	55.	37.
SR	88.	253.	89.	315.	201.	183.	126.	444.	457.
Zr	82.	77.	31.	90.	66.	57.	99.	99.	153.
BA	230.	288.	252.	453.	327.	367.	463.	437.	477.
Q	2.71	.00	.00	.00	7.47	5.67	.00	3.65	.00
C	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
OR	2.57	6.44	4.46	8.95	7.94	7.02	5.12	8.59	7.81
AB	21.86	32.42	17.21	22.71	25.14	21.64	21.90	28.79	25.70
AN	32.38	26.83	36.77	32.00	31.81	35.41	36.95	32.50	34.60
NE	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
WO	6.03	7.07	7.10	2.23	1.38	.36	2.02	1.46	2.35
EN	18.41	5.50	19.22	16.09	13.24	14.08	4.44	11.09	11.50
FS	11.04	3.15	8.99	10.29	8.64	9.39	2.99	6.60	6.57
FO	.00	7.98	1.71	.29	.00	.00	10.29	.00	.18
FA	.00	5.04	.88	.20	.00	.00	7.63	.00	.15
MT	1.39	1.66	.77	2.05	1.10	2.53	3.72	1.01	3.36
IL	1.48	1.14	.73	1.71	.90	1.06	2.38	1.67	2.82
AP	.19	.21	.17	.31	.19	.17	.35	.24	.62
PR	.19	.02	.04	.15	.08	.04	.02	.06	.26

GESTEINSANALYSEN mit CIPW-Norm.

Anhang B

	FS012	H7	IN26	TN36	H12	TN31	H2	TN29	TN30
S102	53.92	46.23	45.55	52.44	52.72	46.99	47.59	45.33	44.49
T102	.43	1.14	.84	1.15	.75	1.53	1.30	1.25	1.12
AL203	19.02	19.30	19.51	19.52	19.81	20.31	20.38	20.51	20.56
FE203	1.54	2.19	1.26	1.38	.73	1.06	2.42	1.35	1.17
FeO	4.70	10.05	8.25	7.22	6.47	8.01	9.12	9.37	10.22
MnO	.10	.27	.16	.15	.14	.17	.28	.18	.20
MgO	7.13	5.23	5.38	4.68	5.77	5.45	4.72	6.30	7.55
CaO	8.08	8.91	10.18	6.51	8.22	9.11	8.47	10.44	9.99
Na2O	2.46	2.41	1.46	2.72	2.97	2.79	2.42	2.28	2.12
K2O	1.25	.74	.75	1.62	.88	1.37	1.47	1.16	.78
P2O5	.07	.52	.09	.24	.27	.42	.76	.25	.09
H2O	1.42	1.98	3.02	2.47	1.10	2.87	1.75	2.09	2.41
S	.01	.18	.08	.11	.03	.07	.10	.03	.03
V	126.	209.	154.	197.	163.	238.	185.	257.	265.
CR	126.	<10.	18.	52.	93.	111.	11.	23.	102.
NI	13.	<10.	33.	<10.	11.	12.	<10.	<10.	16.
RU	40.	21.	16.	51.	21.	47.	55.	29.	24.
SR	142.	226.	288.	243.	144.	381.	255.	347.	248.
ZK	27.	66.	65.	229.	162.	212.	73.	140.	111.
BA	235.	246.	226.	1035.	262.	564.	516.	397.	260.
U	4.51	.60	.60	5.39	2.16	.60	.60	.60	.60
C	.00	.00	.00	2.02	.60	.60	1.22	.00	.00
OR	7.38	4.41	4.41	9.54	5.21	8.68	8.62	6.82	4.58
AB	20.79	20.57	12.29	22.94	25.17	23.57	20.32	16.71	16.07
AN	37.12	40.00	44.23	30.63	38.18	38.79	36.77	42.08	43.96
NE	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	1.34	.94
WO	1.03	.48	2.26	.00	.37	1.50	.00	3.26	1.95
EH	17.73	8.49	9.11	11.62	14.39	2.61	9.80	1.67	1.01
FS	6.60	9.71	5.01	10.42	10.25	2.21	10.76	1.52	.88
FO	.00	3.25	9.50	.00	.00	7.67	1.31	9.77	12.37
FA	.00	4.10	6.01	.00	.00	7.15	1.59	9.61	11.79
MT	2.23	3.20	1.82	1.99	1.06	1.53	3.48	1.95	1.68
IL	.82	2.18	1.59	2.18	1.43	2.90	2.45	2.36	2.11
AP	.17	1.24	.21	.57	.64	.99	1.79	.59	.21
PR	.02	.34	.15	.21	.06	.13	.19	.06	.06

TYP40 KY - FUEHREND

	FE19	TA33	TA19	FE41	W/4	015	TM24	H15	FE5U
S102	51.18	45.79	50.24	52.58	49.63	44.26	52.22	49.02	48.84
TI02	1.12	1.19	1.04	.63	1.20	1.19	1.38	.29	1.04
AL203	20.82	20.90	20.90	21.01	21.03	21.05	21.10	21.13	21.16
FE203	1.66	1.25	.68	.37	3.06	3.24	1.13	1.09	2.13
FE0	7.11	8.23	7.31	5.58	7.35	6.70	7.58	6.49	7.22
MNO	.16	.16	.14	.11	.15	.13	.15	.13	.17
MGO	4.92	5.82	6.50	6.23	6.31	7.11	4.98	8.26	5.45
CA0	7.11	10.34	8.94	6.10	7.51	7.87	8.48	9.73	8.27
NA20	3.13	2.42	2.12	2.29	4.71	2.21	1.99	2.20	2.90
K20	.67	1.28	1.03	2.39	.04	2.65	.59	.41	.55
P205	.15	.25	.05	.09	.07	.04	.06	.05	.06
H20	2.19	1.78	1.82	2.73	.55	2.99	.91	1.20	2.34
S	.12	.09	.02	.01	.01	.03	.17	.09	.19
V	180.	265.	193.	120.	271.	241.	168.	143.	233.
CR	16.	<10.	87.	63.	151.	66.	67.	160.	21.
NI	<10.	<10.	11.	18.	19.	<10.	12.	<10.	<10.
RB	32.	31.	25.	107.	10.	128.	16.	<10.	23.
SR	298.	443.	375.	222.	91.	367.	343.	92.	349.
ZR	82.	132.	65.	99.	58.	44.	91.	35.	43.
BA	185.	471.	209.	525.	54.	362.	172.	132.	169.
Q	2.98	.00	.09	3.87	.00	.00	8.06	.00	.00
C	2.15	.00	.16	3.78	.00	.33	1.90	.00	.90
OR	5.11	7.56	6.64	14.11	.23	15.74	3.46	2.42	3.24
AB	26.34	17.75	17.80	19.35	36.20	13.16	16.72	18.60	24.46
AN	34.11	42.34	43.68	29.64	35.69	38.99	41.37	46.53	40.51
NE	.00	1.44	.00	.00	1.84	3.06	.00	.00	.00
MO	.00	3.04	.00	.00	.28	.00	.00	.57	.00
EM	12.19	1.54	16.06	15.50	.17	.00	12.31	13.61	13.04
FS	9.83	1.42	11.27	9.07	.10	.00	10.56	7.01	9.52
FO	.00	9.07	.00	.00	10.82	12.47	.00	4.37	.35
FA	.00	9.19	.00	.00	7.07	6.09	.00	2.76	.27
MT	2.39	1.81	.58	.54	4.41	4.72	1.63	1.58	3.08
IL	2.12	2.26	1.56	1.20	2.26	2.27	2.60	.55	1.97
AP	.35	.59	.12	.21	.16	.10	.14	.12	.14
PR	.22	.17	.04	.02	.02	.06	.52	.17	.55

UEBERGANGSTYP

TYP4: KY - FUHREND

<

>

	HI1	FE3B	H/26	IN14	FE44	HA16	F1	F6	FE4B
SIC2	47.96	42.07	41.91	43.79	48.57	45.30	46.21	44.68	45.21
TI02	1.32	1.55	1.85	1.03	.36	2.22	1.51	1.66	.72
AL203	21.19	21.62	21.97	22.52	22.92	14.64	17.60	18.21	18.67
FE203	2.14	2.80	4.83	2.04	.38	2.60	1.75	1.80	1.79
FE0	7.28	9.92	11.69	10.14	5.26	10.43	9.98	10.07	6.24
MNO	.18	.11	.36	.14	.16	.20	.22	.22	.13
MGO	5.63	5.88	6.96	6.09	6.38	9.01	6.64	5.92	7.52
CA0	8.09	11.36	7.58	11.85	6.09	10.52	10.66	5.96	13.68
NA20	1.97	1.85	1.86	1.44	2.03	1.88	2.14	2.29	1.68
K20	1.28	.81	.46	.35	3.52	.83	1.15	1.23	.96
P205	.24	.06	.38	.03	.04	.16	.23	.30	.09
H20	2.54	1.46	.93	1.38	3.76	2.02	2.25	2.71	2.01
S	.30	.05	.00	.40	.01	.03	.08	.10	.11
V	200.	444.	288.	536.	249.	493.	397.	368.	239.
CR	26.	<10.	83.	48.	36.	100.	84.	20.	67.
NI	<10.	<10.	<10.	<10.	<10.	14.	<10.	<10.	16.
RU	42.	10.	<10.	<10.	159.	<10.	30.	33.	19.
SR	249.	514.	148.	491.	412.	313.	200.	264.	470.
ZR	64.	57.	129.	42.	41.	96.	97.	143.	65.
BA	305.	319.	153.	120.	1191.	188.	256.	272.	264.
Q	2.30	.00	.00	.00	.00	OR	6.77	7.33	5.74
C	2.42	.00	5.46	.00	4.63	AB	18.03	14.91	10.13
OR	7.55	4.81	2.70	2.04	20.91	AN	34.87	36.09	41.01
AB	16.63	10.00	15.78	12.04	17.27	NE	.00	.34	2.30
AN	38.48	48.51	34.84	53.33	30.10	WO	6.80	4.92	11.28
NE	.00	3.10	.00	.00	.00	LN	4.61	2.43	7.18
WO	.00	3.26	.00	1.90	.00	FS	4.24	2.39	3.37
EN	13.99	1.66	10.81	3.58	8.31	FO	8.17	8.72	8.24
FS	9.30	1.52	9.41	3.47	4.72	FA	7.96	9.42	4.27
FO	.00	9.15	4.48	7.99	5.37	MT	2.53	2.63	2.62
FA	.00	9.25	4.29	8.52	3.36	IL	2.86	3.18	1.38
MT	3.10	4.08	6.95	2.92	.55	AP	.54	.72	.22
IL	2.50	2.96	3.49	1.93	.69	PR	.15	.19	.21
AP	.57	.14	.89	.07	.10				
PR	.56	.09	.00	.74	.02				

AMPHIBOLIT

	06	C5	S7A	S2CA	Z2	08	09A	TN37	TN21
SI02	47.76	46.58	54.27	48.22	49.60	50.93	48.80	51.71	49.24
TI02	2.50	2.53	1.08	1.03	1.14	.66	.78	.83	1.04
AL203	13.85	14.52	15.70	15.73	15.82	16.07	16.60	16.90	17.27
FE203	2.11	1.50	2.20	2.52	1.16	1.07	1.56	1.73	1.37
FE0	9.86	9.53	5.57	7.22	8.35	7.33	7.20	7.17	7.40
MNC	.20	.18	.23	.38	.14	.19	.17	.16	.18
MGC	6.60	7.75	5.14	6.45	8.70	7.32	8.99	7.19	7.47
CA0	10.99	11.20	9.08	13.00	7.41	10.09	11.09	9.27	9.91
NA20	2.91	2.79	3.76	2.67	2.65	3.09	2.67	2.61	1.49
K20	.54	1.06	.89	.70	1.33	1.42	.59	.96	2.26
P205	.19	.42	.19	.38	.15	.08	.05	.08	.16
H20	2.49	1.93	2.21	2.34	3.89	2.06	1.98	1.83	2.84
S	.02	.01	.03	.01	.02	.01	.04	.02	.02
V	393.	404.	207.	201.	271.	286.	210.	228.	242.
CR	140.	46.	59.	269.	348.	250.	427.	404.	287.
NI	48.	<10.	16.	89.	94.	56.	82.	72.	<10.
RB	<10.	<10.	20.	<10.	44.	37.	<10.	33.	105.
SR	244.	134.	350.	409.	265.	284.	79.	65.	328.
ZR	158.	220.	128.	125.	92.	53.	40.	99.	94.
BA	77.	145.	232.	174.	372.	337.	253.	243.	463.
Q	.00	.00	3.63	.00	.00	.00	.00	.66	.00
UR	3.19	6.26	5.24	4.11	7.83	8.36	3.47	5.65	13.27
AB	24.62	19.24	31.71	21.76	22.33	26.06	22.48	21.98	12.53
AN	23.13	23.96	23.25	28.68	27.23	25.70	31.40	31.42	33.54
NE	.00	2.37	.00	.37	.00	.00	.00	.00	.00
WO	12.58	12.05	8.52	13.75	3.51	9.88	9.61	5.78	5.96
EN	9.47	6.56	12.76	8.02	13.94	6.94	7.78	17.62	14.10
FS	7.24	4.49	6.57	5.07	6.22	4.50	3.78	10.57	8.36
FO	4.88	8.62	.00	5.56	5.36	7.87	10.16	.00	3.07
FA	4.11	6.10	.00	3.88	3.48	5.63	5.44	.00	2.01
MT	3.06	2.17	3.18	3.63	1.58	1.55	2.25	2.50	1.97
IL	4.75	4.81	2.04	1.94	2.16	1.25	1.47	1.57	1.96
AP	.45	.99	.45	.89	.35	.19	.12	.19	.38
PR	.04	.02	.06	.02	.04	.02	.07	.04	.04

	AMPHIBOLIT				GEBRIT-AMPHIBOLIT				GN-KV-GNEIS			
	S12	O1C	IN12	IN28	HI456	TD	F542*	F50/6	F5C/3	IN18		
S102	44.32	47.12	51.11	51.85	46.72	47.02	44.98	55.35	55.41	58.42	>	
T102	1.29	1.26	1.84	1.07	.76	.75	1.04	.73	.72	.43		
AL2O3	17.59	18.28	19.19	20.18	21.83	19.95	25.18	17.85	19.68	18.77		
FE2O3	4.20	2.05	1.96	1.37	.80	3.87	1.94	1.32	2.11	.68		
FEC	6.78	9.27	7.91	5.44	4.68	9.78	10.59	6.79	4.66	5.39		
MNO	.31	.11	.22	.21	.10	.81	.04	.15	.17	.12		
MGO	7.69	9.83	3.59	3.54	7.33	6.14	6.16	5.03	4.45	2.85		
CAO	14.46	4.63	7.82	7.75	14.33	5.20	5.84	6.60	5.33	4.89		
NA2O	.59	2.86	3.40	4.83	1.40	2.40	2.77	2.96	3.43	3.27		
K2O	.44	.86	1.12	1.39	.84	1.36	.48	1.03	1.56	.97		
P2O5	.09	.07	.67	.36	.04	.08	.10	.04	.23	.10		
H2O	2.17	2.86	1.54	1.85	2.47	2.86	1.25	2.36	2.95	1.99		
S	.13	.63	.06	.02	.02	.39	.61	.02	.01	.02	>	

[illegible]

GRANAT-MIKROSONDENANALYSEN mit Formelbesetzung und Endgliederberechnung von eklogitogenen Gesteinen der Typen I und II.

Anhang C

GEW% DER OXIDE AUF 100.0 % NORMIERT

FE22-2 FE22-3 FE22-4 FE22-5 FE22-6 FE23-1 FE23-2 FE23-3 FE23-4 FE91 FE/92 SIP-1 SIP-2 SIP-3 TH36 TH37 TH33-1 TH33-2

SiO2	40.23	39.96	40.06	39.91	40.40	38.31	30.64	38.53	38.04	37.96	39.28	38.45	38.91	38.96	40.09	39.91	39.16	38.63
Al2O3	22.91	22.82	22.72	22.04	21.79	22.03	22.14	22.04	21.42	22.43	21.94	22.02	21.84	22.71	22.20	22.11	22.20	22.11
TiO2	.25	.20	.29	.21	.13	.26	.10	.00	.35	.20	.16	.17	.16	.15	.20	.00	.18	.18
FE2O3	1.53	2.01	2.04	2.30	1.42	1.83	1.30	1.45	.98	2.88	.10	.31	.00	.00	1.04	1.42	.66	.10
MgO	14.99	14.19	15.08	14.47	14.69	7.23	7.76	7.11	7.19	6.69	8.98	5.13	5.13	5.13	13.65	13.66	7.03	5.54
FeO	14.33	14.14	14.25	13.94	14.23	21.34	20.78	20.51	21.46	19.51	21.16	23.27	23.23	23.56	17.10	16.74	18.51	21.83
MnO	.00	.10	.17	.14	.11	.11	.12	.10	.00	.21	.22	.16	.18	.18	.20	.23	.14	.05
CaO	5.69	6.58	5.35	6.29	6.16	9.13	9.12	10.05	9.50	10.98	7.63	10.57	10.36	10.17	5.03	5.13	12.22	10.76
Na2O	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
K2O	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

STRUKTURFORMEL BASIERT AUF 8.0 KATIONEN

Si	2.951	2.943	2.942	2.938	2.965	2.945	2.956	2.953	2.976	2.924	2.982	2.979	3.013	3.019	2.970	2.957	2.981	2.981
Al	.049	.057	.050	.062	.035	.055	.044	.047	.024	.076	.010	.021	.000	.000	.030	.043	.019	.019
Ti	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
FE3+	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
AL	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.013	3.019	3.000	3.000	3.000	3.000
TI	1.937	1.923	1.913	1.909	1.941	1.919	1.941	1.952	1.967	1.868	1.989	1.983	2.010	1.995	1.955	1.941	1.981	1.992
FE3+	.005	.012	.013	.020	.007	.015	.014	.006	.000	.020	.011	.009	.010	.009	.008	.011	.000	.010
Mg	1.639	1.557	1.651	1.598	1.607	.079	.075	.084	.057	.168	.006	.018	.000	.000	.059	.080	.038	.006
FE2+	.879	.071	.875	.850	.874	.020	.085	.012	.821	.767	.106	.593	.592	.593	1.507	1.509	.797	.637
Mn	.000	.006	.011	.004	.007	.007	.008	.007	.000	.014	.014	.011	.012	.012	.013	.014	.009	.056
CA	.447	.519	.421	.496	.485	.752	.747	.025	.700	.906	.621	.877	.859	.844	.400	.408	.997	.890
NA	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
K	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.987	4.981	5.000	5.000	5.000	5.000

AL TH Z	1.64	1.91	1.93	2.08	1.16	1.85	1.48	1.58	.79	2.54	.59	.69	.00	.00	1.01	1.42	.62	.62
LAUUNG	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.06	24.05	24.00	24.00	24.00	24.00

DREIECKSDIAGRAMM HG - FE2+FE3+III - CA

Mg	53.73	50.79	53.76	51.58	52.67	27.02	29.07	26.70	27.00	24.66	33.86	19.72	19.95	19.93	49.62	49.51	26.41	21.27
FE	31.62	32.27	32.53	32.31	31.45	48.45	46.39	48.17	47.21	46.22	45.46	51.11	51.09	51.70	37.22	37.12	40.58	49.05
CA	14.65	16.94	13.71	16.11	15.80	24.53	24.54	27.13	25.71	29.11	20.69	29.18	28.96	28.37	13.16	13.37	33.01	29.69
Andr	3	4	4	4	3	4	3	3	3	2	6	-	1	-	-	2	3	1
Pyr	54	54	57	55	55	29	30	28	28	28	27	34	20	20	51	52	27	21
Spess	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
Gross	14	12	9	11	12	20	22	24	23	23	21	29	29	28	11	10	32	30
Alm	29	30	30	30	30	47	45	45	47	44	44	45	50	51	36	35	40	47

GRANAT-MIKROSONDENANALYSEN mit Formelbesetzung und
Endgliederberechnung von eklogitogenen Gesteinen
der Typen I und II.

Anhang C

GEW% DER OXIDE AUF 100.0 % NORMIERT

	0311	0312	0313	0314	0315	0319	0320	074	0714	0716	0718	FE104	FE102	FE103	FE104	FE105	FE106	FE221
SiO2	38.09	30.65	38.83	37.01	30.72	30.80	30.85	39.79	39.38	39.16	39.47	39.22	39.38	39.24	39.37	39.59	39.52	39.82
Al2O3	21.19	20.83	20.81	21.06	21.21	20.94	21.33	22.91	22.66	22.05	22.05	22.36	22.09	21.77	21.83	22.19	22.15	22.82
TiO2	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.13	.11	.12	.11	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.25
Fe2O3	.59	1.92	1.30	.48	.50	1.15	.62	.00	.16	.20	.27	1.00	1.50	1.54	2.43	.33	1.09	1.98
MgO	5.90	6.21	6.10	6.32	5.60	6.41	5.91	9.25	9.16	7.85	9.77	9.70	10.29	9.49	11.66	9.20	10.58	13.96
FeO	24.06	22.30	23.44	24.03	25.26	23.61	23.67	19.40	20.00	22.07	18.99	21.06	19.44	20.48	18.73	20.70	20.47	14.59
MnO	.27	.28	.31	.27	.41	.20	.32	.18	.27	.29	.19	.10	.21	.20	.00	.00	.00	.20
CaO	9.10	9.81	9.21	8.02	8.30	8.72	9.31	8.34	8.26	8.26	8.36	6.49	7.10	7.29	6.18	8.00	6.19	6.38
Na2O	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
K2O	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

STRUKTURFORMEL BASIERT AUF 8.0 KATIONEN

Si	3.015	2.993	3.011	3.024	3.013	3.011	3.009	3.004	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	1.936	1.894	1.902	1.924	1.945	1.911	1.947	2.038	1.999	1.981	2.000	1.970	1.940	1.930	1.899	1.982	1.955	1.923
Ti	.035	.112	.076	.028	.030	.068	.036	.007	.006	.007	.006	.000	.000	.000	.000	.000	.014	.014
Fe3+	.602	.717	.706	.730	.650	.740	.682	1.040	1.033	.895	1.096	1.105	1.159	1.074	1.286	1.039	1.190	1.535
Mg	1.560	1.444	1.520	1.610	1.644	1.529	1.533	1.224	1.265	1.411	1.196	1.335	1.228	1.301	1.179	1.312	1.293	.900
Mn	.018	.018	.020	.018	.027	.018	.021	.012	.017	.019	.012	.006	.013	.013	.000	.000	.000	.012
Ca	.756	.814	.765	.666	.692	.723	.773	.675	.669	.676	.674	.527	.574	.593	.498	.649	.500	.505
Na	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
K	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
4.905	5.000	4.909	4.976	4.987	4.989	4.991	4.996	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000

AL IN Z	.00	.22	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.70	.20	.94	.90	.86	.62	1.24	.01	.55	2.04
LADUNG	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.06	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00

DREIECKSDIAGRAM HG - FE2+FE3+Mn - Ca

HG	22.35	23.07	22.05	23.92	21.36	24.05	22.40	35.25	34.51	29.70	36.62	36.41	37.88	34.99	41.46	34.41	39.09	50.12
FE	52.87	50.71	52.37	54.26	55.09	52.46	52.23	41.09	43.14	47.05	40.86	46.15	43.36	45.68	42.48	44.07	44.44	33.40
CA	24.70	26.22	24.70	21.03	22.76	23.50	25.30	22.86	22.35	22.45	22.52	17.39	18.77	19.33	16.07	21.51	16.43	16.48
Andr	1	4	3	1	1	2	1	-	-	-	1	2	3	3	5	-	2	4
Pyr	23	24	24	24	22	25	23	35	35	30	37	38	40	37	44	35	40	53
Spess	1	1	1	1	1	1	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Gross	23	22	22	21	21	21	24	23	22	22	22	15	15	16	10	21	14	12
Alm	52	49	51	53	55	51	51	42	43	47	40	45	42	44	41	44	44	31

Anhang C

GEW% DER OXIDE AUF 100.0 % NORMIERT									
	W4/1	W4/4	III1	III2	III5	III12	III17	III11	▲ ▲
	40.05	39.72	38.77	39.72	39.55	30.33	38.59	38.90	FSW21 FSW22 F503
SI02	23.04	22.41	22.43	22.27	22.37	21.95	22.34	21.75	21.95 21.00 22.48
AL2O3	.15	.22	.14	.19	.00	.24	.15	.28	.25 .30 .00
TI02	.00	.00	1.26	1.26	1.20	1.95	.94	3.01	1.64 .08 .00
FE2O3	9.44	8.85	8.17	7.56	10.39	8.33	7.29	11.09	7.49 7.29 5.94
MGO	20.37	22.10	19.39	19.11	18.29	21.65	21.11	16.80	26.53 27.17 20.75
FE0	.11	.25	.22	.23	.00	.42	.37	.27	.00 .00 .23
MNO	6.05	6.36	9.62	10.66	8.19	7.13	9.20	7.82	4.34 4.44 11.08
CAO	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00 .00 .00
NA2O	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00 .00 .00
K2O	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00 .00 .00
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00 100.00 100.00
STRUKTURFORMEL BASIERT AUF 0.0 KATIONEN									
SI	3.027	3.024	2.950	2.952	2.974	2.938	2.956	2.934	2.934 2.959 3.031
AL	.000	.000	.050	.040	.026	.062	.044	.066	.066 .041 .000
TI	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000 .000 .000
FE3+	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000 .000 .000
3.027	3.024	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000 3.031 3.031
AL	2.052	2.010	1.962	1.953	1.957	1.921	1.972	1.863	1.941 1.954 2.033
TI	.009	.013	.000	.011	.000	.014	.009	.016	.015 .018 .000
FE3+	.000	.000	.000	.072	.073	.068	.113	.054	.171 .096 .052
MG	1.063	1.005	.926	.859	1.164	.951	.833	1.244	.866 .844 .679
FE2+	1.287	1.413	1.234	1.218	1.150	1.388	1.353	1.057	1.721 1.764 1.331
MN	.007	.016	.014	.015	.000	.027	.024	.017	.000 .000 .015
CA	.554	.519	.784	.871	.660	.586	.755	.631	.361 .369 .910
NA	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000 .000 .000
K	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000 .000 .000
4.973	4.976	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000 5.000 4.969
AL IN Z	.00	.00	1.67	1.59	.86	2.07	1.47	2.21	2.21 1.35 .00
LADUNG	24.12	24.08	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00 24.00 24.10
DREIECKSDIAGRAMM HG - FE2+FE3+MII - CA									
MG	36.51	34.03	30.56	28.30	30.26	31.03	27.59	39.00	20.45 27.87 23.13
FE	44.45	48.39	43.57	43.02	40.05	49.86	47.40	39.91	59.69 59.94 45.06
CA	19.04	17.58	25.87	28.69	21.69	19.11	25.01	20.21	11.06 12.19 31.01
Andr	-	-	2	2	2	4	2	6	3 2 -
Pyr	37	34	32	29	40	33	28	44	30 28 24
Spess	-	-	-	1	-	1	1	-	- - 1
Gross	19	18	23	26	19	14	23	13	8 10 30
Alm	44	48	43	42	39	48	46	37	59 60 45

GRANATANALYSEN von Mineralkonzentraten mit Formelbesetzung und Endgliederberechnung von eklogitogenen Gesteinen der Typen I und II.(●) Granatanalyse von einem eklogitogenen Gestein der Vogesen (Hubel).

Anhang C

	TH23	II/11	II/4	FE10	STP5	TH30	HA12	FE22	V/1	TH14	TH25	O/3	S111
SI02	38.57	38.31	37.40	38.51	37.84	38.45	39.11	40.17	37.76	38.23	38.40	37.94	37.78
AL203	21.90	22.04	21.37	21.51	21.56	22.27	21.58	22.45	21.32	21.86	22.00	21.22	21.61
TI02	.34	.32	.37	.18	.18	.13	.21	.13	.19	.17	.17	.11	.37
FE203	.79	.90	1.95	1.61	1.42	1.25	.91	.55	2.19	1.58	1.05	1.72	1.64
MGO	7.43	7.43	4.70	8.03	5.50	8.04	9.41	13.88	5.92	7.00	7.33	5.59	4.72
FE0	18.76	19.84	20.90	18.72	20.58	17.22	22.81	16.65	21.80	20.93	17.92	23.30	21.26
MNO	.35	.40	.39	.36	.33	.37	.63	.30	.66	.31	.28	.65	.39
CA0	10.98	9.84	12.01	8.09	11.47	11.06	5.26	5.04	9.60	9.48	11.55	9.01	12.05
NA20	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
K20	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
	99.12	99.09	99.08	99.60	98.88	98.79	99.92	99.17	99.44	99.56	98.71	99.54	99.82
STRUKTURFORMEL BASIERT AUF 8.0 KATIONEN													
SI	2.965	2.954	2.913	2.966	2.955	2.949	2.990	2.992	2.945	2.950	2.960	2.965	2.939
AL	.035	.046	.067	.034	.045	.051	.010	.008	.055	.050	.040	.035	.061
TI	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
FE3+	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
AL	1.949	1.956	1.908	1.919	1.940	1.963	1.934	1.963	1.904	1.938	1.959	1.920	1.921
TI	.020	.019	.022	.010	.011	.007	.012	.007	.011	.010	.010	.006	.022
FE3+	.046	.053	.115	.094	.084	.073	.053	.031	.129	.092	.061	.102	.097
MG	.851	.854	.549	1.014	.640	.919	1.072	1.541	.688	.805	.842	.651	.547
FE2+	1.206	1.279	1.370	1.206	1.344	1.105	1.458	1.037	1.422	1.351	1.156	1.523	1.383
MN	.023	.026	.026	.023	.022	.024	.041	.019	.044	.020	.018	.043	.026
CA	.904	.813	1.009	.734	.960	.909	.431	.402	.802	.784	.954	.755	1.004
NA	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
K	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
AL IN Z	1.16	1.54	2.24	1.12	1.49	1.68	.35	.27	1.45	1.66	1.33	1.15	2.02
LADUNG	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
DREIECKSDIAGRAM HG - FE2+FE3+III - CA													
MG	28.09	28.23	17.89	33.02	20.99	30.34	35.10	50.86	22.31	26.38	27.78	21.19	17.90
FE	42.07	44.90	49.24	43.08	47.54	39.65	50.79	35.87	51.69	47.94	40.75	54.26	49.25
CA	29.84	26.87	32.87	23.90	31.47	30.00	14.11	13.27	26.00	25.68	31.47	24.55	32.85
Andr	1	2	4	3	3	3	2	1	4	3	2	4	3
Pyr	29	29	19	35	22	31	36	52	24	28	29	22	19
Spess	1	1	1	1	-	1	1	-	2	1	-	2	1
Gross	29	25	29	20	29	27	12	12	21	22	29	20	29
Alm	40	43	47	41	46	38	49	35	49	46	40	52	48

PYROXEN-MIKROSONDENANALYSEN mit Formelbesetzung und
Endgliederberechnung.

Anhang C

Omphazitischer Klinopyroxen

6 MAX FERN OXIDE AUF 100.0 % NORMIERT

[illegible]

STRECKFORMEL BASIERT AUF 4.0 KATICHEN

[illegible]

AL IN Z	1.44	.97	1.42	1.07	1.19	3.65	2.26	1.73	4.00	4.79	1.43	5.03	2.76	.02	1.01	2.35	.49
LADUNG	11.52	11.96	12.00	12.00	12.00	12.00	12.03	12.67	12.00	12.00	12.09	12.07	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00

DREIECKSDIAGRAMM

MG	43.67	41.13	45.47	46.37	37.28	20.71	27.58	35.18	27.67	37.65	41.70	38.78	38.51	44.70	44.70	43.15	46.74	46.62
FE	11.61	12.59	5.51	5.36	15.71	14.09	18.69	20.16	17.35	19.42	12.90	15.96	16.74	6.79	7.67	5.76	4.56	4.91
CA	46.72	46.28	49.61	48.27	47.00	46.20	42.72	44.66	44.96	42.93	45.46	45.66	44.75	48.51	48.22	51.08	48.27	48.47

ENGLIEDER

[illegible]

Endgliederberechnung.

664X PER OXIDE AUF 100.0 X NORPIERT

	>	▲	<	HA12	03/3	03/8	07-12	FE95	TN4-1	TN11	H/15	>	<	H/15H H/15-H	O/3+1	Q5-15	FE23-1	FE23-2 H127	TN4-5	>
	TH/3	FE10	HA12	03/3	03/8	07-12	FE95	TN4-1	TN11	H/15	>	<	H/15H H/15-H	O/3+1	Q5-15	FE23-1	FE23-2 H127	TN4-5	>	
Symplektitklinopyroxen																				
SISIC2	55.56	52.28	54.04	52.91	52.58	57.54	54.70	53.75	52.65	53.10	53.34	52.96	51.81	50.72	51.25	50.36	50.54	51.39	51.04	
AL2C3	3.51	4.98	1.28	.69	.63	1.68	2.66	.20	2.22	.00	.00	.00	.00	.00	.34	.13	.54	.75	1.30	
TI1C2	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	
FE203	.98	1.44	1.24	2.59	2.12	.76	.56	.47	1.82	1.37	.71	.93	1.61	.47	.00	.00	.42	.25	.30	
MGC	14.73	12.46	15.12	12.17	11.13	14.59	15.05	12.85	14.49	13.04	22.67	22.81	19.58	15.74	15.79	14.92	16.76	18.52	19.12	
FEF	1.71	2.97	4.57	8.56	10.18	5.04	3.51	8.20	3.93	8.94	22.90	22.38	26.79	31.27	31.05	32.63	29.46	27.55	25.60	
MHC	.00	.00	.00	.14	.17	.19	.00	.00	.00	.24	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	
CAC	20.58	22.60	22.88	21.83	22.23	22.90	22.69	23.08	22.64	22.87	.37	.24	.21	.40	.71	.69	.64	.56	.80	
ANAZO	2.28	1.11	.73	.95	.79	.74	1.12	.40	.99	.28	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	
K20	.18	.15	.13	.17	.18	.16	.11	.00	.26	.16	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	
STRUCTURFORMEL BASTIERT AUF 4.0 KATIONEN																				
SI	1.999	1.915	1.984	1.987	1.929	1.923	1.577	2.003	1.568	1.995	1.590	1.972	1.977	1.979	1.598	1.978	1.961	1.947	1.944	
AL	.001	.085	.016	.013	.011	.017	.023	.000	.032	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
TI1	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
FE2+	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
AL	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
TI1	.148	.130	.039	.017	.017	.056	.091	.009	.024	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
FE2+	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
MG	.790	.735	.828	.681	.627	.759	.817	.765	.793	.730	1.261	1.266	.026	.023	.000	.000	.000	.000	.000	
MN	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
CA	.609	.887	.900	.878	.901	.902	.885	.921	.890	.920	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
NA	.164	.075	.052	.069	.058	.053	.079	.029	.070	.020	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
K	.006	.007	.006	.008	.009	.007	.005	.000	.012	.008	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	
AL IN Z -03 4.23 .80 .67 .55 .84 1.14 .00 .00 1.40 .00 .00 1.36 .00 1.07 .11 .30 1.19 1.64 2.78																				
LADUNG 12.00																				
DREIECKSDIAGRAM MG - FE2+FE3+MN - CA																				
MG	47.10	41.21	43.50	35.74	32.74	42.44	44.78	39.25	42.76	37.01	43.04	43.34	55.47	45.79	46.43	43.49	48.53	53.10	54.58	
FE	4.66	5.06	5.19	18.20	20.25	9.47	4.71	13.72	9.24	16.33	36.22	36.18	43.90	53.53	52.06	54.43	50.14	45.71	43.78	
CA	48.24	45.73	47.31	46.07	47.01	47.85	48.52	47.02	48.01	46.67	.74	.44	.43	1.44	1.51	1.87	1.33	1.20	1.64	
ENDGLIEDER																				
Y1-D1	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	
CA-TS	.06	8.47	1.59	1.34	1.10	1.48	2.27	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	
CR-DIOFS	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	
JADEIT	14.75	4.58	2.24	.35	.60	3.89	6.87	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	
ACBIT	2.47	3.99	3.46	7.34	6.03	2.12	1.54	1.33	5.05	2.79	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	
FERRI-TS	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	
JOHANNS.	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	
ENSTAT.	39.51	36.76	41.38	33.90	31.25	39.46	40.85	34.51	35.43	36.35	43.04	43.30	55.47	45.53	46.43	43.55	48.53	52.51	53.92	
FERROSTL	2.57	2.08	7.01	17.63	16.34	8.03	5.35	12.80	4.03	14.37	35.72	36.15	43.48	52.23	51.61	54.05	49.21	45.21	43.25	
CASIO3	40.43	40.12	44.21	42.91	44.10	43.84	47.12	46.48	42.50	45.16	.24	.41	.00	1.09	.62	1.34	.82	.09	.42	

GEWZ DER OXIDE AUF 98.0 % NORPIERT																
< Koronarhornblende IIc										> Diablastikhornblende IIa <						
										Diablastikhornblende IIb						
H128	0346	0331	FE22	TN33	HA12	HA17	0330	H107	TN33	0719	C718	0739	0722	0721	0318	0347
SIO2	42.77	42.50	42.67	44.24	42.62	42.77	44.97	45.34	44.99	43.63	44.63	42.84	42.40	42.26	39.34	44.85
AL2O3	13.96	14.80	15.34	17.23	13.24	16.75	11.84	11.12	12.00	11.63	11.34	15.02	18.00	13.10	17.29	9.89
TI02	-23	-50	-51	-00	-48	-27	-27	-42	-55	-128	-151	-160	2.10	2.20	2.41	1.60
FE2O3	-00	-00	-00	-00	-00	-00	-00	-00	-00	-00	-00	-00	-00	-00	-00	-00
MGO	12.41	10.10	9.83	15.70	11.90	14.01	12.20	11.51	12.78	11.46	14.75	14.21	13.90	13.31	11.56	10.39
FEC	13.86	16.60	15.01	8.54	14.87	9.32	14.86	15.12	13.28	15.32	10.63	10.01	7.90	11.53	11.71	18.28
MNC	-19	-10	-00	-00	-00	-00	-17	-00	-21	-13	-12	-00	-00	-11	-09	-00
CAO	11.24	10.80	11.03	12.05	11.68	10.68	11.39	11.44	12.24	11.98	11.59	10.41	9.00	12.11	11.77	10.99
NA2O	2.68	2.10	3.05	-00	2.28	3.62	2.04	2.20	1.29	1.67	3.02	3.20	4.20	2.94	3.33	1.40
K2O	-65	-50	-55	-25	-92	-57	-26	-46	-65	-89	-40	-70	-50	-44	-50	-40
98.00	98.00	98.00	98.00	98.00	98.00	98.00	98.00	98.00	98.00	98.00	98.00	98.00	98.00	98.00	98.00	98.00
STRUKTURFORMEL BASIERT AUF 23.0 SAUERSTOFFEN																
SI	6.311	6.312	6.309	6.260	6.320	6.166	6.614	6.683	6.585	6.484	6.490	6.201	6.052	6.204	5.795	6.702
AL	1.689	1.688	1.691	1.740	1.670	1.834	1.386	1.317	1.415	1.516	1.510	1.799	1.948	1.796	2.205	1.298
TI	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000
FE3+	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000
8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AL	-759	-903	-982	1.133	-648	1.011	-666	-614	-655	-521	-434	-763	1.080	-471	-797	-444
TI	-026	-056	-057	-000	-054	-029	-030	-047	-061	-143	-165	-174	-225	-243	-267	-180
FE3+	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000	-000
MG	2.729	2.236	2.166	3.311	2.634	3.010	2.675	2.016	2.789	2.538	3.198	3.067	2.957	2.912	2.538	2.314
FE2+	1.710	2.062	1.856	1.011	1.847	1.124	1.828	1.864	1.626	1.904	1.293	1.212	-943	1.416	1.443	2.099
MN	-024	-013	-000	-000	-000	-000	-021	-000	-026	-016	-015	-000	-000	-014	-011	-025
CA	1.777	1.719	1.747	1.827	1.859	1.650	1.795	1.807	1.920	1.907	1.806	1.614	1.576	1.905	1.858	1.759
NA	-767	-605	-874	-000	-657	-1.012	-582	-629	-366	-681	-852	-899	1.162	-837	-951	-405
K	-122	-095	-104	-045	-174	-105	-049	-086	-121	-169	-074	-129	-091	-082	-094	-076
7.894	7.687	7.787	7.326	7.873	7.941	7.645	7.663	7.563	7.680	7.836	7.836	7.858	7.835	7.879	7.959	7.488
AL IN Z	21.11	21.10	21.14	21.76	20.87	22.93	17.32	16.47	17.69	18.95	18.88	22.49	24.35	22.45	27.56	16.22
LADUNG	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00
DREIECKSDIAGRAM MG - FE2+FE3+MN - CA																
MG	43.74	37.09	37.55	53.85	41.55	52.05	42.33	41.62	43.84	39.87	50.66	52.04	56.04	46.63	43.39	36.25
FE	27.79	34.41	32.17	16.44	29.13	19.43	29.26	29.65	25.97	30.16	20.72	20.56	17.87	22.86	24.85	36.19
CA	28.48	28.51	30.28	29.71	29.32	28.52	28.41	28.74	30.18	29.96	28.62	27.40	26.08	30.49	31.76	27.50

AMPHIBOL-MIKROSONDENANALYSEN mit Formelbesetzung.

(▲) Analyse von einem Amphibolit.

Anhang C

[illegible]

STRUKTURFORMEL		23.0 SAUERSTOFFEN																
		6.235	7.058	7.057	6.298	6.347	6.309	6.443	7.057	6.599	6.596	6.194	7.747	7.777	7.793	7.697	7.553	7.695
SI																		
AL		-1.765	-9.42	-9.43	1.702	1.653	1.691	1.557	-903	1.501	1.404	1.806	-253	-223	-207	-303	-447	-305
TI		-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00
FE3+		-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00
		-8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AL		-9.20	-3.78	-4.83	-4.62	-4.38	-4.22	-5.22	-6.64	-6.89	-8.32	-9.25	-2.21	-1.67	-1.45	-4.30	-7.06	-6.96
TI		-0.66	-0.27	-0.16	-0.27	-0.28	-0.29	-0.19	-0.11	-0.16	-0.41	-0.58	-0.00	-0.00	-0.00	-0.22	-0.19	-0.00
FE3+		-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00
MG		-2.628	4.513	3.253	2.827	2.884	2.874	3.667	3.818	2.405	3.762	3.614	4.596	4.789	4.596	2.230	1.789	1.545
FE2+		-1.539	-8.24	-1.479	-1.607	-1.569	-1.564	-8.812	-8.55	-1.987	-2.214	-2.259	-707	-571	-768	-1.319	-1.436	-1.366
MM		-0.00	-0.00	-0.00	-0.12	-0.00	-0.00	-0.13	-0.00	-0.25	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00
HA		-1.801	1.541	1.764	1.676	1.681	1.683	1.855	1.545	1.889	1.114	1.110	1.303	1.257	1.361	2.808	-2.856	3.002
CA		-7.17	-2.60	-4.13	-8.68	-8.24	-8.72	-3.88	-3.80	-608	-561	-621	-326	-407	-260	-157	-0.74	-256
K		-0.88	-0.82	-0.22	-1.13	-0.56	-0.73	-0.34	-0.54	-0.29	-0.00	-0.00	-0.46	-0.61	-0.60	-0.55	-0.19	-0.56
		-7.759	7.425	7.431	7.838	7.750	7.800	7.510	7.322	7.778	7.525	7.658	7.262	7.272	7.197	7.021	6.898	6.960

DREIECKSDIAGRAMM MG - FE2+FE3+MN - CA																	
AL IM 7	22.07	11.78	11.79	21.27	20.66	21.14	19.46	11.29	18.76	17.55	22.53	3.16	2.79	2.59	3.79	5.59	3.81
LADUNG	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00	46.00
DREIECKSDIAGRAMM MG - FE2+FE3+MN - CA																	
MG	44.03	67.58	50.07	46.18	47.02	46.80	57.78	61.41	38.14	61.77	60.40	69.57	72.38	68.33	35.08	25.63	26.63
FE	25.79	12.34	22.77	26.45	25.58	25.80	12.00	13.74	31.91	36.36	37.76	10.70	8.62	11.43	20.75	24.31	22.95
CA	30.18	20.08	27.16	27.37	27.40	27.41	19.22	24.85	29.95	1.88	1.84	19.72	19.00	20.24	47.17	46.97	50.42

OM/1	Oberwolfach	7615	r	34 42 82	h	53 57 75	TN/7	Titisee-Neustadt	8015	r	34 42 13	h	53 17 99
OM/2	Oberwolfach	7615	r	34 42 82	h	53 57 75	TN/8	Titisee-Neustadt	8015	r	34 42 34	h	53 17 24
<u>Eklogitogene Amphibolite (Typ II, dlisthenfret)</u>													
Probe	Blatt												
F50/1	Freiburg-SO	8013	r	34 20 67	h	53 18 26	TN/11	Titisee-Neustadt	8015	r	34 42 55	h	53 17 46
F50/20	Freiburg-SO	8013	r	34 16 59	h	53 09 20	TN/18	Titisee-Neustadt	8015	r	34 41 94	h	53 09 57
W/3	Freiburg-NO	7913	r	34 21 11	h	53 23 76	TN/19	Titisee-Neustadt	8015	r	34 41 96	h	53 09 65
St.-P/6 ^e	St.Peter	7914	r	34 33 53	h	53 20 58	TN/23	Titisee-Neustadt	8015	r	34 40 95	h	53 10 46
St.-P/5 ₁	St.Peter	7914	r	34 33 25	h	53 20 98	TN/25	Titisee-Neustadt	8015	r	34 40 69	h	53 13 20
St.-P/10	St.Peter	7914	r	34 25 57	h	53 19 48	TN/28	Titisee-Neustadt	8015	r	34 41 80	h	53 13 38
St.-P/11	St.Peter	7914	r	34 29 41	h	53 19 97	TN/32	Titisee-Neustadt	8015	r	34 42 30	h	53 14 20
St.-P/12	St.Peter	7914	r	34 30 49	h	53 21 26	II/1	Wintergarten	8014	r	34 28 72	h	53 07 95
St.-PK	St.Peter	7914	r	34 34 35	h	53 27 87	II/3	Wintergarten	8014	r	34 28 88	h	53 07 37
Z/11	Zell a.H.	7614	r	34 37 22	h	53 62 68	II/4	Wintergarten	8014	r	34 28 78	h	53 07 38
O/3	Oppenau	7515	r	34 40 34	h	53 70 87	II/5	Wintergarten	8014	r	34 29 00	h	53 07 34
O/7	Oppenau	7515	r	34 40 35	h	53 71 18	II/6	Wintergarten	8014	r	34 28 74	h	53 07 21
F/5	Furtwangen	7915	r	34 43 17	h	53 20 41	II/8	Wintergarten	8014	r	34 27 50	h	53 07 78
F/7	Furtwangen	7915	r	34 43 47	h	53 20 38	II/21	Wintergarten	8014	r	34 25 98	h	53 07 40
F/9	Furtwangen	7915	r	34 43 31	h	53 18 44	II/22	Wintergarten	8014	r	34 25 98	h	53 07 40
F/11	Furtwangen	7915	r	34 43 25	h	53 20 71	II/23	Wintergarten	8014	r	34 25 98	h	53 07 40
F/13	Furtwangen	7915	r	34 44 99	h	53 21 95	II/24	Wintergarten	8014	r	34 29 98	h	53 08 74
IIa/12	Haslach I.K.	7714	r	34 34 71	h	53 47 01	II/25	Wintergarten	8014	r	34 29 98	h	53 08 74
IIa/14	Haslach I.K.	7714	r	34 35 16	h	53 45 89	Fe/9	Feldberg	8114	r	34 31 72	h	53 05 49
TN/2	Titisee-Neustadt	8015	r	34 39 84	h	53 10 58	Fe/10	Feldberg	8114	r	34 31 80	h	53 05 36
TN/3	Titisee-Neustadt	8015	r	34 39 95	h	53 10 48	Fe/13	Feldberg	8114	r	34 30 68	h	53 05 36
TN/5	Titisee-Neustadt	8015	r	34 40 09	h	53 11 84							
TN/6	Titisee-Neustadt	8015	r	34 42 13	h	53 17 99							

Fe/21	Feldberg	8114	r	34 32 14	h	53 05 49				T/25	Todtnau	8113	r	34 19 21	h	52 97 75
Fe/22	Feldberg	8114	r	34 32 35	h	53 05 73				T/26	Todtnau	8113	r	34 18 86	h	52 98 72
Fe/23	Feldberg	8114	r	34 32 17	h	53 05 89				T/27	Todtnau	8113	r	34 18 86	h	52 98 72
Fe/24	Feldberg	8114	r	34 32 95	h	53 06 44				T/28	Todtnau	8113	r	34 16 38	h	52 99 44
Fe/39	Feldberg	8114	r	34 29 81	h	53 06 87				T/29	Todtnau	8113	r	34 16 38	h	52 99 44
lib/3	Hornberg	7715	r	34 40 57	h	53 49 28				S/1	Staufen	8112	r	34 04 69	h	53 02 08
T/2a	Todtnau	8113	r	34 21 13	h	53 00 61				S/4	Staufen	8112	r	34 05 69	h	52 99 72
<u>Amphibolite</u>																
Probe	Blatt															
FSO/13	Freiburg-SO	8013	r	34 20 65	h	53 10 44				S/11	Staufen	8112	r	34 10 28	h	52 99 74
FSO/14	Freiburg-SO	8013	r	34 16 36	h	53 10 71				S/12	Staufen	8112	r	34 10 43	h	52 99 81
FSO/15	Freiburg-SO	8013	r	34 13 10	h	53 10 36				S/13	Staufen	8112	r	34 09 61	h	52 99 69
T/1	Todtnau	8113	r	34 20 82	h	53 00 62				S/15	Staufen	8112	r	34 11 81	h	52 99 20
T/2b	Todtnau	8113	r	34 21 13	h	53 00 61				S/16	Staufen	8112	r	34 11 88	h	52 99 12
T/3	Todtnau	8113	r	34 20 55	h	52 97 61				S/17	Staufen	8112	r	34 11 99	h	52 99 00
T/4	Todtnau	8113	r	34 21 08	h	52 97 90				S/18	Staufen	8112	r	34 11 99	h	52 99 00
T/5	Todtnau	8113	r	34 21 08	h	52 97 31				S/19	Staufen	8112	r	34 10 98	h	52 99 42
T/6b	Todtnau	8113	r	34 22 67	h	52 98 25				S/20a	Staufen	8112	r	34 10 98	h	52 99 42
T/7	Todtnau	8113	r	34 22 63	h	52 98 01				S/20b	Staufen	8112	r	34 10 98	h	52 99 42
T/8	Todtnau	8113	r	34 20 32	h	52 98 15				S/21b	Staufen	8112	r	34 10 83	h	52 99 33
T/9a	Todtnau	8113	r	34 12 84	h	52 98 95				S/22	Staufen	8112	r	34 11 04	h	52 99 30
T/9b	Todtnau	8113	r	34 12 84	h	52 98 95				S/23	Staufen	8112	r	34 11 19	h	52 99 35
T/14	Todtnau	8113	r	34 15 04	h	52 98 52				S/24	Staufen	8112	r	34 11 65	h	52 99 01
T/15	Todtnau	8113	r	34 15 84	h	52 98 73				S/25	Staufen	8112	r	34 12 09	h	52 99 31
T/20	Todtnau	8113	r	34 17 07	h	52 98 66				W/2	Freiburg-NO	7913	r	34 21 11	h	53 23 81
T/21	Todtnau	8113	r	34 18 22	h	52 97 87				W/7	Freiburg-NO	7913	r	34 20 57	h	53 22 70
T/22	Todtnau	8113	r	34 20 04	h	53 00 27				W/9	Freiburg-NO	7913	r	34 23 52	h	53 22 59
T/23	Todtnau	8113	r	34 19 62	h	52 98 61				W/10	Freiburg-NO	7913	r	34 23 52	h	53 22 59
										W/11	Freiburg-NO	7913	r	34 23 59	h	53 22 60

W/12	Freiburg-NO	7913	r	34 22 77	h	53 24 05	TN/12	Titisee-Neustadt	8015	r	34 41 80	h	53 16 50
W/13	Freiburg-NO	7913	r	34 22 77	h	53 24 07	TN/13	Titisee-Neustadt	8015	r	34 44 12	h	53 15 72
W/14	Freiburg-NO	7913	r	34 22 77	h	53 24 05	TN/20	Titisee-Neustadt	8015	r	34 42 24	h	53 10 12
St.P/2	St.Peter	7914	r	34 33 57	h	53 22 99	TN/21	Titisee-Neustadt	8015	r	34 41 91	h	53 11 91
St.P/4a	St.Peter	7914	r	34 33 77	h	53 21 85	TN/34	Titisee-Neustadt	8015	r	34 42 88	h	53 13 59
St.P/5 ₂	St.Peter	7914	r	34 33 25	h	53 20 98	TN/35	Titisee-Neustadt	8015	r	34 43 14	h	53 14 32
St.P/5 ₃	St.Peter	7914	r	34 33 25	h	53 20 98	TN/37	Titisee-Neustadt	8015	r	34 43 64	h	53 08 49
St.P/6a	St.Peter	7914	r	34 33 53	h	53 20 58	TN/38	Titisee-Neustadt	8015	r	34 44 61	h	53 17 29
St.P/7a	St.Peter	7914	r	34 33 87	h	53 20 19	II/9	Wintergarten	8014	r	34 27 82	h	53 07 27
St.P/7b	St.Peter	7914	r	34 33 87	h	53 20 19	II/17	Wintergarten	8014	r	34 27 60	h	53 16 13
St.P/13	St.Peter	7914	r	34 29 43	h	53 19 96	II/20	Wintergarten	8014	r	34 25 98	h	53 07 40
Z/2b	Zell a.H.	7614	r	34 36 11	h	53 61 79	Fe/5	Feldberg	8114	r	34 30 40	h	53 04 34
Z/3	Zell a.H.	7614	r	34 36 62	h	53 60 79	Fe/7	Feldberg	8114	r	34 31 72	h	53 05 49
Z/5	Zell a.H.	7614	r	34 36 21	h	53 52 75	Fe/8	Feldberg	8114	r	34 31 72	h	53 05 49
O/5	Oppenau	7515	r	34 40 34	h	53 70 87	Fe/11	Feldberg	8114	r	34 31 85	h	53 05 32
O/6	Oppenau	7515	r	34 40 22	h	53 71 11	Fe/12	Feldberg	8114	r	34 30 68	h	53 05 36
O/8	Oppenau	7515	r	34 40 35	h	53 71 13	Fe/14	Feldberg	8114	r	34 31 34	h	53 04 80
O/9a	Oppenau	7515	r	34 40 11	h	53 71 16	Fe/18	Feldberg	8114	r	34 30 48	h	53 05 72
O/10	Oppenau	7515	r	34 44 22	h	53 69 60	Fe/20	Feldberg	8114	r	34 32 10	h	53 04 95
O/11	Oppenau	7515	r	34 42 91	h	53 71 35	Fe/25	Feldberg	8114	r	34 32 66	h	53 05 36
O/12	Oppenau	7515	r	34 41 12	h	53 69 93	Fe/27	Feldberg	8114	r	34 28 02	h	53 03 41
O/14	Oppenau	7515	r	34 42 36	h	53 65 40	Fe/29	Feldberg	8114	r	34 25 89	h	53 01 48
F/1a	Furtwangen	7915	r	34 43 14	h	53 19 36	Fe/31	Feldberg	8114	r	34 25 89	h	53 01 47
F/2	Furtwangen	7915	r	34 42 80	h	53 18 57	Fe/34	Feldberg	8114	r	34 25 51	h	52 98 42
F/3	Furtwangen	7915	r	34 44 50	h	53 19 15	Fe/36	Feldberg	8114	r	34 26 46	h	53 01 70
F/4	Furtwangen	7915	r	34 44 38	h	53 19 10	Fe/51	Feldberg	8114	r	34 27 94	h	53 04 78
F/8	Furtwangen	7915	r	34 42 05	h	53 20 73							
F/9b	Furtwangen	7915	r	34 43 31	h	53 18 44							
Ha/15	Hastach I.K.	7714	r	34 35 16	h	53 45 89							
Ha/18	Hastach I.K.	7714	r	34 32 85	h	53 46 22							

Eklogitogene Amphibolite aus den Vogesen (Typ II, dlisthenfrel)

Probe	Blatt	
V/1	Gérardmer, 3-4. "Hubel", NNO von le Bonhomme.	r 956 05 h 64 60
V/2	Gérardmer, 3-4. "Hubel", NNO von le Bonhomme.	r 956 05 h 64 60
V/3	St. Dié, 7-8. östlich von Combrimont.	r 951 47 h 74 78
V/4	St. Dié, 7-8. östlich von Combrimont.	r 951 47 h 74 78

Fe/52	Feldberg	8114	r 34 28 47	h 53 05 50
lib/1	Hornberg	7715	r 34 40 38	h 53 50 13
lib/2	Hornberg	7715	r 34 40 38	h 53 50 13
lib/4	Hornberg	7715	r 34 40 57	h 53 49 28
lib/1456	Unterarten	8014	r 34 35 35	h 53 11 53
<u>Übergangstypen</u>				
Probe	Blatt			
W/1	Freiburg-NO	7913	r 34 21 12	h 53 23 81
W/15	Freiburg-NO	7913	r 34 21 29	h 53 27 64
W/16	Freiburg-NO	7913	r 34 21 29	h 53 27 64
F/1	Furtwangen	7915	r 34 43 14	h 53 19 36
F/6	Furtwangen	7915	r 34 43 25	h 53 20 34
lib/16	Haslach i.K.	7714	r 34 35 16	h 53 45 89
lib/24	Haslach i.K.	7714	r 34 37 00	h 53 43 77
lib/6	Hornberg	7715	r 34 38 28	h 53 42 98
Fe/28	Feldberg	8114	r 34 28 02	h 53 03 51
Fe/48	Feldberg	8114	r 34 28 18	h 53 07 07
Fe/49	Feldberg	8114	r 34 29 05	h 53 06 31

Gedrit-Amphibolite

Probe	Blatt	
FSW/2	Freiburg-SW	8012 r 34 12 93 h 53 14 57
TB	Todtnau	8113 r 34 16 32 h 52 99 43
<u>Granat-Dlisthen-Gneise</u>		
Probe	Blatt	
FSO/2	Freiburg-SO	8013 r 34 16 84 h 53 13 66
FSO/3	Freiburg-SO	8013 r 34 16 98 h 53 13 65
FSO/6	Freiburg-SO	8013 r 34 16 22 h 53 13 37
TN/18	Titisee-Neustadt	8015 r 34 41 94 h 53 09 57

